

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

STRUCTURE DES GÎTES AURIFÈRES ÉPITHERMAUX EN CONTEXTE DE  
CHEVAUCHEMENT, DANS LA CORDILLÈRE CENTRALE D'HISPANIOLA

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR  
FRANÇOIS GOULET-LESSARD

MAI 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Au départ, c'est mon père Normand Goulet qui m'a transmis la passion de la géologie. Merci papa de m'avoir fait découvrir la Terre.

Durant ma recherche et rédaction de mon mémoire, j'ai eu le plaisir et le bonheur de travailler avec Michel Gauthier, un géologue de grande envergure. Il m'a aidé à concevoir une approche scientifique de terrain et j'ai beaucoup appris avec lui. C'est mon mentor et j'ai encore aujourd'hui cette chance exceptionnelle de le côtoyer.

J'ai bénéficié des données de la compagnie Unigold Inc. et je leur en suis bien reconnaissant. Un merci particulier à Daniel Danis mon patron à l'époque qui m'a donné des leçons bien précieuses en management et gestion de projet. Annick Chouinard, Daniel Turgeon et Lise Chenard se sont avérés des personnes importantes pour le travail d'équipe, l'échange de données et la qualité de vie en région éloignée.

Merci à John Lewis, un travailleur acharné du secteur d'étude, pour sa générosité à me transmettre ses connaissances sur la région.

Je tiens à souligner le soutien indéfectible de ma mère Monic Lessard et celui de ma grande complice et compagne de vie Jessica, la merveilleuse mère de mon fils Xavier.

Merci Alain Tremblay pour ta méthodologie et ta rigueur dans le cadre de mon premier projet en Albanie.

Je dédie ce mémoire à mon fils Xavier.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES .....	v
LISTE DE TABLEAUX.....	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES .....	xii
RÉSUMÉ .....	xiii
INTRODUCTION .....	14
Localisation .....	15
Travaux antérieurs .....	17
Problématique.....	20
Hypothèse de travail.....	20
Objectifs .....	21
Méthodologie.....	21
CHAPITRE I.....	23
LES GÎTES D'OR ÉPITHERMAUX DE RESTAURACIÓN-LA MIEL .....	23
1.1 Contexte géologique.....	23
1.2 Distribution régionale de la minéralisation .....	25
1.3 Description et caractérisation des gîtes épithermaux .....	28
1.3.1 Altérations.....	30
1.3.2 Minéralisation .....	36
1.4 Conclusion .....	43
CHAPITRE II .....	44
LES HORIZONS-REPÈRES STRATIGRAPHIQUES.....	44
2.1 Tuf accréionnaire à lapillis.....	45
2.2 Rhyolite.....	48
2.2.1 Nouvelle datation géochronologique U-Pb.....	53
2.2.2 Récupération des minéraux lourds et sélection des zircons .....	56
2.2.3 Analyse par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS).....	57
2.2.4 Résultats et discussion .....	59
2.3 Marne .....	63
2.4 Andésite volcanoclastique et grès volcanique .....	65
2.5 Flysch.....	69



2.5 Trachyte.....	71
2.6. Interprétation.....	78
CHAPITRE III.....	82
VARIATIONS DE STYLE TECTONIQUE LE LONG DE LA ZONE DE FAILLE DE SAN JOSÉ-RESTAURACIÓN .....	82
3.1 Fractures conjuguées pré à syn-minéralisation .....	87
3.2 Structure post-minéralisation .....	97
3.2.1 Les plis.....	97
3.2.2 Les zones de cataclases.....	102
3.2.3 Les zones de mélange tectonique.....	103
3.3 Discussion .....	118
CHAPITRE IV.....	121
LES EFFETS DE L'ACCIDENT STRUCTURAL SAN JOSÉ-RESTAURACIÓN SUR LES GÎTES D'OR DU DISTRICT DE RESTAURACIÓN-LA MIEL .....	121
4.1 À l'échelle régionale .....	121
4.2 À l'échelle locale.....	124
4.3 Conséquences possibles pour l'exploration .....	125
CONCLUSION.....	127
APPENDICE.....	130
Carte géologique au 1 : 20 000 du district de Restauración-La Miel.....	130
RÉFÉRENCES .....	131

## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Carte tectonique d'Hispaniola montrant la position des principaux gîtes aurifères et la localisation du district de Restauración la-Miel.....	16
Figure 1.2 Carte géologique schématisée de la Cordillère centrale et du Massif du nord avec localisation de la figure 1.4.....	25
Figure 1.3 Minéralisation de type porphyrique à Cu ± Au du forage SCO-01 à Corozo avec plusieurs générations de veines à quartz + magnétite + pyrite + chalcopryrit.....	27
Figure 1.4 Carte de la distribution des gîtes du district de Restauración-La Miel avec la position structurale des domaines en relation avec le relais de la faille de San José-Restauración.....	28
Figure 1.5 A- Dacite à porphyre de quartz non altéré du forage DC-46. B- Dacite à porphyre de quartz avec altération argilique.....	29
Figure 1.6 Altération argilique en affleurement sur le chemin vers le Cerro Naranjo.....	32
Figure 1.7 Altération argilique avancée et d'altération argilique aurifère développée dans une roche pyroclastique felsique sur le Cerro Guano montrant les valeurs aurifères en tranchée.....	33
Figure 1.8 Silicification résiduelle texture de « vuggy silica » avec pyrite à Candelones.....	34
Figure 1.9 Carte géologique avec altération et minéralisation des zones aurifères de Los Candelones ouest et est et de Lomita Pina.....	35
Figure 1.10 Brèche hydrothermale polymique à clastes de pyrite et silice calcédonieuse développée dans une dacite porphyrique à quartz.....	37
Figure 1.11 Brèche hydrothermale polymique recoupée par la phase tardive à silice + barite + pyrite ± chalcopryrite.....	39
Figure 1.12 Affleurement de brèches à barite multiphasée observée sur le flanc est de la portion de Los Candelones ouest.....	39

Figure 1.13 Phase tardive à barite colloforme avec pyrite + chalcoppyrite.....	40
Figure 1.14 Modèle gîtologique en 3D regardant en coupe vers l'est le gîtes de Los Candelones et de Lomita Pina.....	42
Figure 2.1 Affleurement de tuf accréctionnaire à lapillis stratifié granoclassé en polarité normale.....	45
Figure 2.2 Coupe stratigraphique séquentielle schématisée illustrant les variations latérales de faciès lithologiques suivant un axe nord-sud avec la position des différentes localités-types.....	47
Figure 2.3 Affleurement de rhyolite à texture d'écoulement laminaire sur le flanc sud du Cerro Guano.....	49
Figure 2.4 Rhyolite à structure de brèche de carapace du forage DG-06 sur le Cerro Guano.....	49
Figure 2.5 Rhyolite à texture de brèche de carapace développée stratigraphique au- dessus d'un faciès à écoulement laminaire.....	50
Figure 2.6 Roches pyroclastiques à bombe et à lapillis rhyolitique dans une matrice mafique du forage (DG-06) à Guano.....	51
Figure 2.7 Tuf rhyolitique vert turquoise laminé sur la coupe du Rio Neita.....	52
Figure 2.8 Carte rapport thorium sur potassium avec les unités de rhyolites et de marnes, les contours des anomalies supérieures à >100 ppb en or dans les échantillons de sol et la limite du domaine épithermal.....	53
Figure 2.9 Rhyolite à texture laminaire du dôme du Naranjo. Échantillon utilisé pour datation daté par U/Pb.....	55
Figure 2.10 Dôme de rhyolite du Cerro Naranjo utilisée pour datation U/Pb avec la position des différentes unités lithologiques, la zone d'altération argilique et la zone aurifère à barite.....	56
Figure 2.11 Zircon extrait de l'échantillon de la rhyolite du Naranjo.....	57
Figure 2.12 Diagramme de la moyenne pondérée des âges provenant du rapport.....	60
Figure 2.13 Diagramme concordia de la moyenne pondérée des âges provenant du rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .....	61

Figure 2.14 Diagramme concordia avec un âge provenant de la régression linéaire forcée à 0Ma du rapport 207Pb/206Pb.....	62
Figure 2.15 Marne rougeâtre recoupée de veinules de calcite du forage JB-07 de la zone de Juan del Bosque.....	64
Figure 2.16 Andésite massive de la zone de Los Candelones.....	66
Figure 2.17 Andésite volcanoclastique conglomératique avec localement des clastes felsiques à texture d'écoulement laminaire du forage DC-136 au sud de Los Candelones.....	67
Figure 2.18 Carte géologique de Noisy montrant les variations latérales de faciès lithologique en relation avec des failles synsédimentaires.....	68
Figure 2.19 Affleurement de mudslate et siltslate flyschiques au ouest du village de Tiroli.....	70
Figure 2.20 Mudslate turbiditique avec figures de charge et de granoclasement en polarité normale, Rio Libón.....	70
Figure 2.21 Dyke de trachyte du forage LP-07.....	72
Figure 2.22 Échantillons de trachyte du forage LP-07 et LP-05 soulignés par la coloration cobaltinitrite.....	73
Figure 2.23 Carte du gîte épithermal de Lomita Pina avec analyse thématique du potassium et de l'or sur échantillons de roches choisis en surface, en relation spatiale avec la trachyte.....	74
Figure 2.24 Section de forage A – A', regardant vers le nord-est, du gîte de Lomita Pina avec intervalle aurifère en forage.....	76
Figure 2.25 Coupe stratigraphique de Lomita Pina. A- affleurement d'andésite volcanoclastique conglomératique. B- affleurement de conglomérat andésitique à bloc plurimétrique. C- affleurement de lave trachytique à joints colonnaires.....	77
Figure 2.26 Colonne lithostratigraphique simplifiée des minéralisations épithermales à Au et porphyrique à Cu ± Au du district de Restauración-La Miel.....	81
Figure 3.1 A- Carte de la marge nord-est de la plaque des Caraïbes B- Carte géologique schématisée de la zone centrale d'Hispaniola.....	84

Figure 3.2 Carte structurale superposée sur un relevé magnétique aéroporté (champ total) du district de Restauración-La Miel avec la position des différents domaines en relation avec les failles de chevauchement majeur.....	86
Figure 3.3 Modèle numérique de terrain avec les structures cartographiées et les anomalies aurifères en relation avec les différents domaines structuraux.....	88
Figure 3.4 Modèle numérique de terrain montrant différents dômes felsiques en relief positif, les structures cartographiées et les anomalies aurifères.....	88
Figure 3.5 A-Projections stéréographiques des pôles des structures minéralisées du district de Restauración-La Miel. B-Diagramme en rosace des orientations structurales des zones minéralisées du district.....	89
Figure 3.6 A-Modélisation 3D des zones minéralisées supérieures à 500ppb de Los Candelones et de Lomita Pina. B-Projections stéréographiques des structures minéralisées.....	90
Figure 3.7 Carte géologique de la zone épithermale aurifère de Montazo montrant la relation entre la minéralisation, l'altération et les structures conjuguées.....	92
Figure 3.8 Carte géologique de la zone aurifère de Juan del Bosque en relation angulaire avec la zone de faille de la branche nord de San José-Restauración.....	93
Figure 3.9 Structures de transferts conjugués, magmatisme et changement d'une convergence orthogonale à oblique.....	95
Figure 3.10 Carte des gîtes et des anomalies aurifères dans les sols (>100ppb) en relation avec les domaines structuraux, les structures et les gites d'or du district de Restauración – La Miel.....	95
Figure 3.11 Modèle tectonomagmatique schématique de l'évolution des roches volcaniques de la Formation de Tiroo.....	96
Figure 3.12 Pli ouvert cylindrique avec un axe de pli subhorizontal dans séquence de marne et mudstone dans une charnière.....	98
Figure 3.13 Pli serré en chevron dans séquence de grès vert volcanique, coupe du Rio Neita.....	99
Figure 3.14 Pli serré dans séquence de marne, coupe du Rio Neita .....	99
Figure 3.15 Pli en chevron en tranchée au sud de Los Candelones.....	100

Figure 3.16 Mesure structurale des plis de part et d'autre de la branche est-ouest de la faille de San José-Restauración. A-Projections stéréographiques des axes de plis. B- Projections stéréographiques des pôles des plans axiaux.....	101
Figure 3.17 Zone cataclasée dans une séquence de marne .....	102
Figure 3.18 Carte des localités-types du mélange tectonique le long de la branche est-ouest de la faille de San José-Restauración séparant le domaine épithermal du domaine sédimentaire.....	104
Figure 3.19 Carte géologique détaillée du mélange tectonique de Cruz de Cabrera.....	106
Figure 3.20 Coupe de structure en C/S, indiquant un mouvement chevauchant, Cruz de Cabrera.....	107
Figure 3.21 Coupe de stries subhorizontales senestres faiblement inclinées, Cruz de Cabrera.....	108
Figure 3.22 Carte géologique de mélange tectonique, coupe du Rio Neita.....	110
Figure 3.23 Coupe structurale composite passant par la zone aurifère de Lomita Pina et la coupe du Rio Neita.....	111
Figure 3.24 Affleurement d'une brèche cataclastique développée dans une rhyolite avec structure en C/S indiquant en 3D un mouvement décrochant senestre avec une composante chevauchante, coupe du Rio Neita.....	112
Figure 3.25 Plan de mylonite avec veinule de zéolite, coupe du Rio Neita.....	112
Figure 3.26 Plan de la zone de mélange tectonique à blocs métriques sub-arrondis incohérents de mudstone, de rhyolite dans une matrice schisteuse, Rio Neita.....	113
Figure 3.27 Plan d'un décrochement dextre avec figure en C/S dans une séquence de grès vert volcanique, Rio Neita .....	113
Figure 3.28 Carte géologique du mélange tectonique du Rio Libón.....	115
Figure 3.29 Plan de blocs sub-arrondis dans matrice schisteuse, allongés dans le sens de la déformation, Rio Libón .....	116
Figure 3.30 Coupe d'un plan de chevauchement senestre cataclasé disséquant une séquence sédimentaire, Rio Libón .....	116

Figure 3.31 Coupe du mélange tectonique à blocs sédimentaires plurimétriques dans une matrice à grain fin, village de La Miel.....117

Figure 3.32 Projections stéréographiques des mesures structurales des pôles de plans de chevauchement mesurés dans le mélange tectonique entre Rosso et La Miel avec plan moyen en trait noir.....119

Figure 3.33 Modèle conceptuel de l'origine de la formation d'un mélange tectonique et du démembrement des unités de part et d'autre dans un régime tectonique chevauchant avec une composante en décrochant senestre.....120

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Données de datation U/Pb de la rhyolite du Naranjo.....62

Tableau 2.2 Âges obtenus par datation U/Pb de la rhyolite du Naranjo.....63



## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

Ag	Argent
As	Arsenic
Au	Or
BRGM	Bureau de recherche géologique et minier
Cu	Cuivre
éch.	Échantillon
GPS	Global positioning system
g/t	Gramme par tonne
Ma	Million d'années
Mo	Molybdène
Mt	Million de tonnes
Pb	Plomb
Sb	Antimoine
SIG	Système d'information géographique
SYSMIN	Système de développement du potentiel minier
V.	Version
WGS	World geodetic system
ZFSJR	Zone de faille de San José-Restauración
Zn	Zinc

## RÉSUMÉ

Dans les Caraïbes, sur l'île d'Hispaniola, dans la portion nord-ouest de la Cordillère centrale à la frontière dominicaino-haïtienne, le district de Restauración-La Miel, recèle plusieurs gîtes d'or épithermal et un potentiel significatif pour une découverte de gisements aurifères. Les gîtes épithermaux sont encaissés dans une séquence volcano-sédimentaire intermédiaire à felsique de la Formation de Tiroo, correspondant à un arc volcanique d'âge Crétacé supérieur (Cénomaniens-Campaniens moyens). Le Tiroo est bordé au sud, en contact concordant, par des roches plus jeunes du Crétacé (Maastrichtien-Campanien) de la Formation de Trois-Rivières. Cette dernière consiste en une séquence de marnes, de mudstones et de siltstones flyschiques déposée dans un bassin d'arrière-arc. Les deux formations sont séparées par la zone de déformation de San José-Restauración.

La cartographie géologique du district révèle deux domaines distincts de minéralisation soit les porphyres à Cu-Au au nord et les épithermaux à or au sud. La minéralisation épithermale est caractérisée par de larges zones d'altération argilique et de silicification concentrée en bordure de dômes dacitiques. L'or se retrouve préférentiellement dans des fractures conjuguées, subverticales orientées NE et NO, ou à l'intérieur d'horizons felsiques poreux dans lesquels se développent des brèches hydrothermales, des veines et des brèches à quartz-barite. L'établissement d'horizons-repères suivant une stratigraphie séquentielle démontre que les épithermaux du district sont largement recouverts par des séquences volcano-sédimentaires montrant des variations latérales de faciès lithologiques suivant un axe nord-sud. Ainsi, les rhyolites et les marnes ont été spatialement associées aux zones minéralisées définissant un environnement de dépôt sous faible tranche d'eau alors que les mudstones et les siltstones correspondent à des dépôts distaux dans un bassin d'eau profonde. Une datation U/Pb effectuée sur une rhyolite pénécontemporaine de la minéralisation donne un âge à  $89,1 \pm 0,1$  Ma. Cet âge est également pénécontemporain de la déformation en décrochement senestre établi entre 88 et 74 Ma par Escuder *et al.* (2006). Les dykes de trachytes qui recoupent la zone aurifère permettent de préciser l'âge relatif de la minéralisation. Ces dykes et laves associés représentent un important marqueur pour la chronologie de la déformation, car ils définissent un volcanisme alcalin associé à un contexte d'extension pouvant former des bassins de type « pull-apart » dans lesquels se déposent les conglomérats andésitiques. Dans cet environnement sous couverture volcano-sédimentaire, l'exploration est d'autant plus complexifiée par un front de déformation marqué par la zone de faille de San José-Restauración. Cette faille, orientée est-ouest, est caractérisée par un mélange tectonique au contact entre le domaine épithermal du Tiroo et le domaine flyschique du Trois-Rivières. La cartographie structurale démontre la présence de chevauchements à vergence sud du Tiroo sur la Formation de Trois-Rivières avec une composante décrochante senestre. Ces considérations permettent de raffiner les stratégies d'exploration à l'échelle locale et régionale. L'approche structurale et stratigraphique, appliquée au champ épithermal sous couverture sédimentaire dans le nord d'Hispaniola permet de générer plusieurs nouvelles cibles d'exploration. Nous considérons qu'une telle approche s'applique potentiellement à d'autres ceintures du Laramide à l'échelle mondiale.

Mots-clés : Épithermal, Tiroo, République dominicaine, Restauración

## INTRODUCTION

L'accroissement du prix de l'or et une baisse du nombre de découvertes de gisements aurifères exercent une pression considérable sur les compagnies d'exploration minière. L'exploration et la découverte de gisements cachés sous couverture sont de plus en plus fréquentes et cette tendance semble susceptible de perdurer (Sillitoe *et al.*, 2006). Afin de contribuer scientifiquement à l'amélioration des stratégies d'exploration et permettre une plus grande capacité de prédiction sous couverture volcano-sédimentaire, ce mémoire porte sur la cartographie stratigraphique et structurale du district de Restauración-La Miel où plusieurs gîtes d'or sont présents. Mentionnons que ce mémoire ne constitue pas une étude des gîtes d'or en soi car ceux-ci ont déjà été décrits par d'autres (Amarante *et al.*, 1989, 1990; Amarante et Lewis, 1995; Joubert *et al.*, 1998; Louca *et al.*, 1990; Nelson *et al.*, 2011). Nous utilisons ici les gîtes du district de Restauración-La Miel comme des objets, dans la perspective de leur distribution régionale, en fonction de leurs positions stratigraphique et structurale et de la distribution des grands domaines tectoniques de la région. Le mémoire se divise en 4 chapitres distincts. Les chapitres I, II, III, traitent de différents domaines de l'étude soit respectivement, les gîtes d'or de Restauración-La Miel, les repères stratigraphiques et les variations de style tectonique le long de l'accident majeur. Le chapitre IV s'attarde aux effets de l'accident structural majeur sur les gîtes d'or à l'échelle régionale et locale et aux implications possibles pour l'exploration. Cette cartographie géologique du district permet de mieux comprendre les contrôles stratigraphiques et structuraux sur la minéralisation et ainsi d'augmenter le potentiel de découvertes.

## Localisation

Dans les Grandes Antilles, l'île d'Hispaniola, divisée politiquement entre la République dominicaine à l'est et Haïti à l'ouest, est reconnue pour son gisement d'or nommé Pueblo Viejo (Kesler *et al.*, 1981; Nelson, 2000; Sillitoe *et al.*, 2006; Mueller *et al.*, 2008). Pueblo Viejo, incluse dans la ceinture de Los Ranchos, représente une des plus grosses mines d'or et d'argent au monde de type épithermal acide avec des réserves estimées en 2010 à environ 23,7 millions onces d'or, (<http://www.barrick.com/GlobalOperations/NorthAmerica/PuebloViejoProject/default.aspx>). À 160 km à l'ouest, le long de la frontière dominicano-haïtienne, dans la ceinture de la Cordillère centrale – Massif du Nord, le district de Restauración-La Miel représente un champ épithermal d'intérêt particulier par ses gîtes d'or épithermaux (figure 1.1). La région fait partie de la portion nord-ouest de la Cordillère centrale, composée au sud de la Formation de Tireo qui représente un arc volcanique constitué de roches volcaniques, volcano-sédimentaires et intrusives. Au sud, on retrouve un bassin d'arrière-arc représenté par la Formation de Trois-Rivières constituée essentiellement de sédiments. Ces deux formations d'âge Crétacé supérieur sont séparées par la zone de déformation de San José-Restauración (Dolan *et al.*, 1991; Mann *et al.*, 1991; Stein *et al.*, 2004; Escuder Viruete *et al.*, 2006, 2007). Cette zone de faille est définie par Mann *et al.* (1991) comme un grand décrochement senestre avec localement une composante inverse. L'analyse structurale présentée dans ce mémoire porte sur les variations structurales le long de la zone de faille de San José-Restauración à la hauteur du district de Restauración-La Miel (figure 1.1). Cette région montagneuse, est située entre la latitude 19° 15' nord et la longitude -71° 42' est, à une altitude comprise entre 450 et 1 000 mètres. Plus précisément, le secteur d'étude est dans la zone de Restauración, province de Dajabón en République dominicaine.



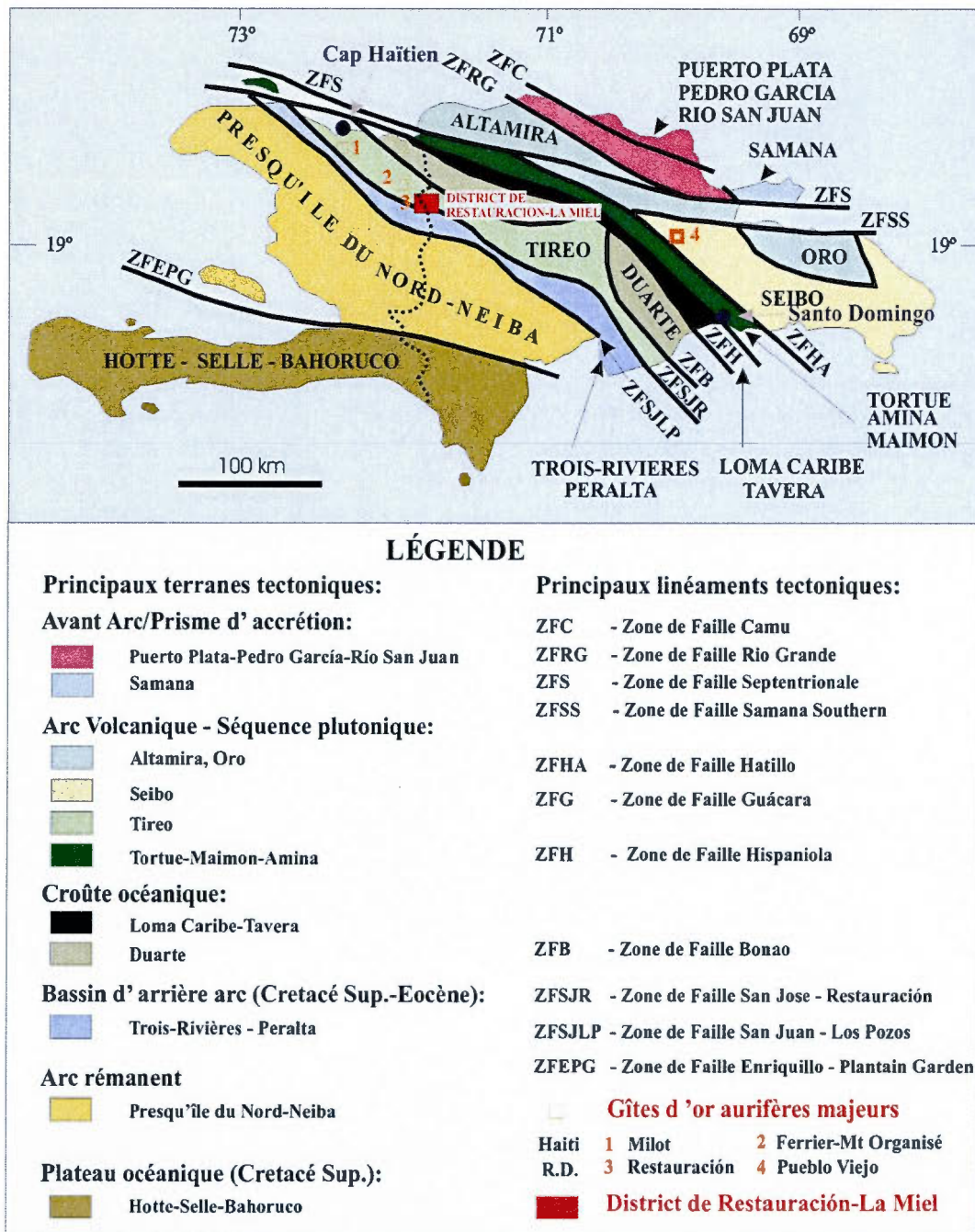


Figure 1.1 Carte tectonique d'Hispaniola montrant la position des principaux gîtes aurifères et la localisation du district de Restauración-La Miel, modifiée de Mann *et al.* (1991).

### Travaux antérieurs

Depuis 1966, le district de Restauración-La Miel a fait l'objet d'exploration par diverses compagnies minières et a été le sujet de plusieurs investigations scientifiques pertinentes par rapport à notre étude. Les travaux de Lewis *et al.* (1982) ont consisté en une cartographie préliminaire du district à l'échelle 1 : 50 000 ainsi qu'un bref rapport sur la pétrographie des roches présentes (Jimenez et Lewis, 1987). Par la suite, les travaux de Lewis *et al.* (1991) ont proposé une division stratigraphique de la Formation de Tireo en deux unités, soit Tireo inférieur et Tireo supérieur et d'établir, de part et d'autre de la frontière dominicano-haïtienne, une corrélation lithologique et stratigraphique avec le massif du nord du côté haïtien. Selon cet auteur, l'unité du Tireo inférieur est composée d'andésite, de tuf andésitique, de tuffite, de mudstone et de basaltes et se corrèle avec la série du Terrier Rouge. L'unité du Tireo supérieur consiste en des laves et des stocks dacitiques, de tufs à cristaux, de roches pyroclastiques et volcanoclastiques et se corrèle avec la série de La Mine. Ces travaux ainsi que ceux de Boisson (1987) abordent la question de relations stratigraphiques entre la Formation de Tireo et de Trois-Rivières. Ils concluent qu'il existe dans le district une relation graduelle et concordante entre ces deux formations. En 2004, dans le cadre du programme SYSMIN, projet K, un rapport gouvernemental effectué sur la zone de Restauración (feuillet 5871-I et 5871-II) fait l'objet d'une carte géologique au 1 : 50 000 ainsi que d'un mémoire géologique complet par Stein *et al.* (2004).

Les principaux gîtes d'or du district de Restauración soit Los Candelones, Guano, Naranjo et Montazo ont été largement décrits et discutés par plusieurs auteurs (Amarante *et al.*, 1989 et 1990; Amarante et Lewis, 1995; Joubert *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2011). La minéralisation typiquement polymétallique (Cu-Zn-Pb-Au-Ag) est présente dans les roches volcanique et pyroclastique de l'unité du Tireo Supérieur (Jimenez et Lewis, 1987; Louca, 1990; Lewis *et al.*, 1991). Leurs

associations avec les roches dacitiques à quartz-plagioclase porphyrique et la présence de minéralisation à barite et à barite-sulfure massive représentent les caractéristiques typiques des minéralisations épithermales du district ainsi que ceux situés plus à l'ouest du côté haïtien (Nelson *et al.*, 2011).

Durant les années 1966 et 1967, la compagnie Mitsubishi Mining Co Ltd a effectué des travaux préliminaires de prospection de systèmes filoniens cuprifères, au nord du district de Restauración. En 1983, ont débuté les travaux de prospection pour l'or dans la réserve fiscale de Neita (ici nommé district de Restauración-La Miel) par la Dirección General de Minería (DGM). Durant cette phase, des travaux de lithogéochimie de roche en tranchées et de géochimie de sols ont été réalisés dans les secteurs de Los Candelones, El Corozo, Cerro La Piedra et Cerro Berro. En 1985, la Compagnie Rosario Dominicana S.A. prend en charge le projet jusqu'en 1990. Plusieurs investigations de terrain ont été menées, dont une cartographie de détails complétée en septembre 1986 par Amarante à l'échelle du 1 : 20 000. Les résultats de ces travaux sont présentés dans Amarante et Garcia (1990). L'emphasis a été mise plus spécifiquement sur les gîtes de Los Candelones et de Guano-Montazo. Plusieurs travaux ont été effectués: lithogéochimie de saprolite en tranchées, de roches choisies et de sols, une géologie détaillée, de la géophysique (polarisation provoquée) et finalement quelques trous de forage de reconnaissance. En juin 1990, les activités ont été suspendues pour des raisons financières.

En 1997, le projet se poursuit sous le nom de "Depósitos Auríferos de Restauración" parrainé par la Communauté économique européenne, sous la direction du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Sur le prospect de Los Candelones et Guano-Montazo, le BRGM poursuit les travaux de lithogéochimie de sol, de roches choisies et de saprolite en tranchées, géologie détaillée des prospects à l'échelle 1 : 2500 et des trous de forage. Le BRGM a effectué une étude de préfaisabilité sur le gîte Los Candelones et selon le rapport de Joubert *et al.* (1998), le gîte présente une

réserve limitée (possible + probable) de 2 Mt @ 1,10 g/t Au à Candelones ouest (0.46 Mt d'oxydes) et 3 Mt @ 1 g/t Au (0.75Mt d'oxydes) de ressources inférées à Candelones est.

C'est en 2004 que la compagnie d'exploration canadienne Unigold Resources Inc. acquiert les droits d'exploration pour les métaux précieux et de base sur la propriété dénommée Neita. Depuis 2004 jusqu'à aujourd'hui, la compagnie a effectué divers travaux d'exploration à l'échelle de la propriété dont la géochimie de sédiments de ruisseaux, de sols, de roches choisies, de tranchées, un relevé géophysique aéroporté magnétique, une analyse spectrale des minéraux d'argile et une cartographie régionale au 1 : 10 000. Les travaux d'Unigold ont permis la découverte et/ou la mise en valeur de plusieurs gîtes dont Los Candelones, Lomita Pina, El Guano, El Naranjo, Juan del Bosque, Rancho Pedro, Noisy, El Corozo et Jiménez. À l'échelle des gîtes, une succession de travaux de surface ont été effectués: géochimie à plus petite maille, cartographie géologique de détails à l'échelle 1: 2000 à l'aide de tranchées et de levés géophysiques au sol (magnétique et polarisation provoquée). Plusieurs trous de forages ont été effectués sur Los Candelones, Lomita Pina, El Guano, El Naranjo, Juan del Bosque, Rancho Pedro, Noisy et El Corozo.

Au total 217 trous de forage ont été effectués sur la propriété pour un total de 38 445m. La quantité de forages effectués sur chacun des prospectes en ordre décroissant va comme suit : Candelones (23198m), Lomita pina (3 818m), Juan del Bosque (3 085m), Guano (2 676m), Rancho Pedro (1687m), Noisy (1 633m), Naranjo (648m), Corozo (1100m), Montazo (438m) et Rosso (200m). Ces travaux investigations pour l'or et les métaux de base ont permis d'amasser une quantité d'information géologique qui fût mise à notre disposition dans le cadre de cette étude.



## **Problématique**

Le grand défi de cette étude est que les gîtes d'or du champ épithermal du district de Restauración-La Miel sont recouverts par des séquences plus jeunes (figure 1.2). La reconnaissance de ces séquences est importante puisque qu'elles permettent de positionner les gîtes dans leur contexte stratigraphique. De plus, le champ épithermal est situé en bordure de la faille de San José-Restauración qui représente un front de déformation entre la Formation de Tireo et la Formation de Trois-Rivières. Ces structures ont une influence déterminante puisque nous ne connaissons pas leurs rôles dans la déformation des gîtes et les implications pour l'exploration minière. Rappelons ici qu'il ne s'agit pas ici d'une description des gîtes. Nous utilisons plutôt les gîtes comme des objets afin de comprendre leurs positions dans la stratigraphie ainsi que les structures qui les influencent.

## **Hypothèse de travail**

À la suite d'une recherche scientifique, d'une cartographie et d'une analyse stratigraphique et structurale sur le terrain du district de Restauración-La Miel, nous reconnaissons que la minéralisation aurifère est contrôlée par des structures et que les gîtes sont recouverts par une séquence volcano-sédimentaire. D'autre part, un front de déformation qui pourrait influencer la position structurale des gîtes. Ces facteurs pourraient avoir une influence sur la position et la préservation du champ épithermal à l'échelle régionale et locale. Ce contexte particulier doit être considéré afin élaborer des stratégies sur l'orientation subséquente de l'exploration aurifère.

## Objectifs

Pour bien comprendre le style de déformation d'une part et d'établir d'autre part la chronologie des mouvements tectoniques, le principal objectif de ce mémoire est de caractériser les structures qui portent la minéralisation et qui ont pu affecter les gîtes ultérieurement.

Sous-objectifs :

1. Positionner les gîtes d'or dans l'espace et définir des horizons-repères.
2. Déterminer et cartographier des horizons-repères stratigraphiques suivant une approche de stratigraphie séquentielle
3. Cartographier et déterminer les différentes structures présentes et établir leur chronologie relative
4. Établir l'influence de la structure sur les gîtes épithermaux à l'échelle locale et régionale

## Méthodologie

Pour l'élaboration de la carte géologique présentée en appendice, nous avons utilisé compilé et traité les informations disponibles, de provenances diverses : consultations de thèses et de monographies et de travaux d'exploration minière. Une compilation des données géologiques a été mise à notre disposition par la compagnie Unigold Inc. Cette base de données inclut des analyses géochimiques de sédiments de ruisseaux (n=468), de sols (n=21794), de roches choisies (n=6386), de tranchées (n=22022) et de forages (n=29835), qui couvrent en grande partie le district de Restauración.

Le secteur choisi couvre 200 km<sup>2</sup> et chevauche les structures d'intérêt. Les travaux de terrain se sont échelonnés sur trois ans de 2007 à 2010. Cette période de levés a permis de recueillir des données et des observations stratigraphiques et structurales de

terrain incluant des croquis, des photos et des mesures structurales. Tous les points d'observation ont été positionnés à l'aide de GPS et compilés dans une base de données, puis géoréférencés dans un système d'information géographique (SIG) à l'aide du logiciel Mapinfo V.10.5. La cartographie géologique au 1 : 20 000 du district présenté en appendice a été réalisée et dessinée par l'auteur. Certains éléments de cette carte, surtout dans la portion du tiers nord, ont été tirés de la carte géologique réalisé par Amarante et Garcia (1990) et présenté dans les travaux de la compagnie Rosario Dominicana S.A. Les éléments de cette nouvelle carte sont principalement faits à partir d'observations de terrain en affleurement, en tranchée et en forage. L'extrapolation de certains contacts et structures majeures non exposés a été effectuée à l'aide d'interprétations d'images satellitaires, de levés géophysiques, d'interprétations multi-élémentaires de géochimique de sol. Les images satellitaires utilisées sont de type Ikonos, Landsat et Aster. L'interprétation de levés géophysiques s'appuie sur des levés magnétiques et de résistivité aéroportée qui couvrent en grande partie le district et sur des levés magnétiques et de polarisation provoquée plus locale effectués au sol. L'ensemble des données ont été reportées sur un modèle numérique de terrain en 3D dans le logiciel Leapfrog V.2.4. Ce logiciel nous a permis de faire une analyse des linéaments majeurs de la région. Une cartographie de terrain au 1 : 2 000 a été effectuée sur tous les prospects discutés dans ce mémoire. Cette cartographie est basée sur des observations structurales et lithologiques relevées sur les affleurements, en tranchées ainsi que sur une étude détaillée de sections et de descriptions de forages. Des sections de forage et des coupes structurales ont été élaborées afin d'illustrer les relations structurale et stratigraphique entre les gîtes et les roches encaissantes à l'aide du logiciel Discover V.9. L'interprétation stéréographique des différentes données structurales a été réalisée à partir du logiciel Sphéristat V.3. Toutes les coordonnées citées dans le texte utilisent le géoïde de base du système géodésique mondial, révision de 1984 (WGS 84), zone 19 nord.

## CHAPITRE I

### LES GÎTES D'OR ÉPITHERMAUX DE RESTAURACIÓN-LA MIEL

#### 1.1 Contexte géologique

Localisé dans la portion nord-ouest de la République dominicaine, le district de Restauración-La Miel est composé de la Formation de Tireo au nord et de la Formation de Trois-Rivières au sud, interprétées respectivement comme un arc volcanique mature des Caraïbes et un bassin d'arrière-arc, d'âge Crétacé supérieur. La Formation de Tireo fait partie d'un arc volcanique mature des Caraïbes (Bowin, 1966 ; Lewis *et al.*, 1991; Donnelly *et al.*, 1990; Lebrón et Perfit, 1994; Jolly *et al.*, 1998, 2001, 2002; Jolly et Lidiak, 2006; Escuder Viruete *et al.*, 2007).

La Formation de Tireo est constituée de roches volcaniques et volcanoclastiques avec intercalation de roches sédimentaires recoupées par des roches plutoniques et hypoabyssales. Cette formation représente une ceinture continue qui s'étend sur une longueur de 290 km et sur une largeur de 12 à 45 km le long de la Cordillère centrale en République dominicaine et dans le Massif du nord en Haïti (figure 1.1), (Lewis *et al.*, 1991). L'unité inférieure du Tireo est composée d'une épaisse séquence de tuf vitroclastique avec intercalation de laves mafiques et de sédiments (Lewis *et al.*, 1991). Les datations sur microfossiles donnent un âge du Cénomanién-Turonien tardif à début Santonien (Lewis *et al.*, 1991). L'unité supérieure consiste en des laves et des roches pyroclastiques de composition dacitique à rhyolitique allant en âge du Santonien tardif au début du Campanien (Lewis *et al.*, 1991). Les roches felsiques

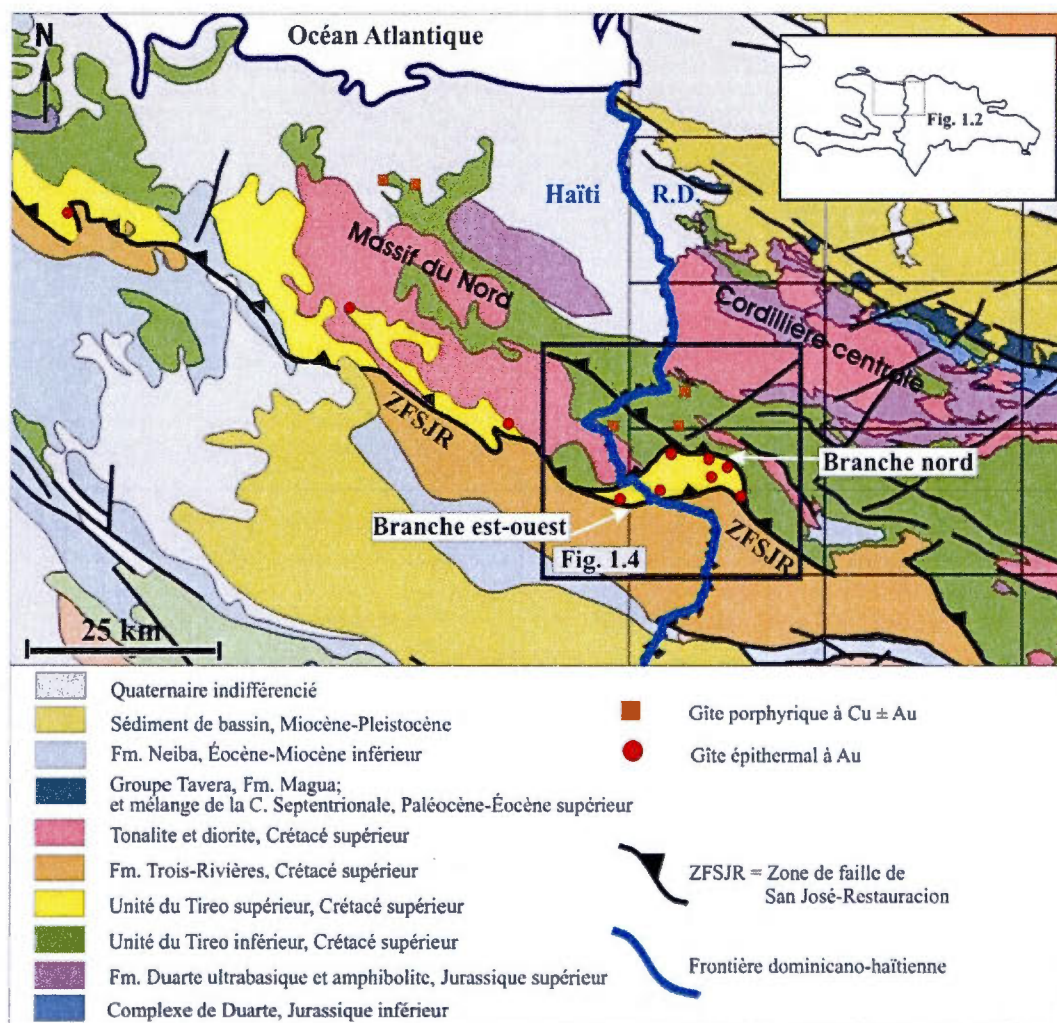
sont concentrées le long de la marge sud de la Formation de Tireo (figure 1.2), (Lewis *et al.*, 1991; Mann *et al.*, 1991).

Quoique généralement en contact faillé, certains auteurs s'entendent sur le fait que dans la portion sud du district de Restauración-La Miel, la Formation de Tireo passe conformément à la Formation de Trois-Rivières (Lewis *et al.*, 1991; Boisson, 1987). La Formation de Trois-Rivières représente un bassin d'arrière-arc, composé de sédiments turbiditiques, d'âge Campanien à Maastrichtien (Witschard et Dolan, 1990; Dolan *et al.*, 1991; Mann *et al.*, 1991).

À l'échelle d'Hispaniola, ces deux formations sont séparées par la zone de déformation de San José-Restauración (Lewis *et al.*, 1991; Dolan *et al.*, 1991). Cette zone, orientée NO-SE, est tracée sur plus de 280 km et traverse l'île d'Hispaniola, depuis Santo Domingo au sud-est jusqu'à l'ouest du Cap-Haïtien (figure 1.1).

À l'échelle du district de Restauración-La Miel, la zone de faille de San José-Restauración correspond localement au contact entre les formations de Tireo et de Trois-Rivières puisqu'elle se divise en deux branches. La branche nord, passe par le village de Restauración séparant l'unité du Tireo inférieur du Tireo supérieur alors que la branche est-ouest de San José-Restauración, sépare l'unité du Tireo supérieur de la formation de Trois-Rivières (figure 1.2). La compréhension de la distribution des unités lithologiques et des âges du Tireo restent à préciser. De plus, il n'existe pas de travaux récents sur les corrélations du côté haïtien. Ainsi, les datations et les horizon-repères présentés dans ce mémoire représentent des outils qui pourront être utilisés subséquentement par des services géologiques gouvernementaux.





**Figure 1.2** Carte géologique schématisée de la Cordillère centrale et du Massif du nord avec localisation de la figure 1.4., modifiée de Stein *et al.*, 2004.

## 1.2 Distribution régionale de la minéralisation

Selon Louca (1990), la métallogénie du Massif du nord en Haïti, similaire à celle de la Cordillère centrale en République dominicaine, présente un spectre de gîtes de métaux de base et de métaux précieux. Il mentionne deux types distincts de système minéralisateur spatialement et génétiquement reliés à la phase tardive des systèmes

magmatiques du Crétacé supérieur. Le premier système est associé à des stocks de porphyres dioritiques à quartz et des intrusions de batholite tonalitique mises en place dans la portion inférieure du Crétacé supérieur incluant la série du Terrier rouge (équivalent haïtien de l'unité du Tiroo inférieur). Les minéralisations associées à ce système correspondent à des porphyres Cu-Au, des skarns à Cu-Au-Ag, des veines riches en cuivre et des veines de quartz aurifère. Stratigraphiquement au-dessus, dans la série de La Mine (équivalent haïtien du Tiroo supérieur), Louca (1990) décrit un deuxième système qui correspond à des minéralisations de type épithermal associé à des stocks et dômes dacitiques.

Les deux types de minéralisation ont été observés dans le district et présentent une zonation à l'échelle régionale. Les minéralisations porphyriques à Cu-Au sont encaissées dans la Formation du Tiroo inférieur et sont exposées dans la portion nord et ouest du district (figure 1.4). Des minéralisations de type porphyrique ont été retrouvées, entre autres, au lieu-dit de Fondo Grande et de Corozo présentant une association de Magnétite + Cuivre  $\pm$  Or (figure 1.3). Les gîtes de Corozo et de Jiménez de type porphyres Cu-Au du district de Restauración sont brièvement décrits par Nelson *et al.* (2011).



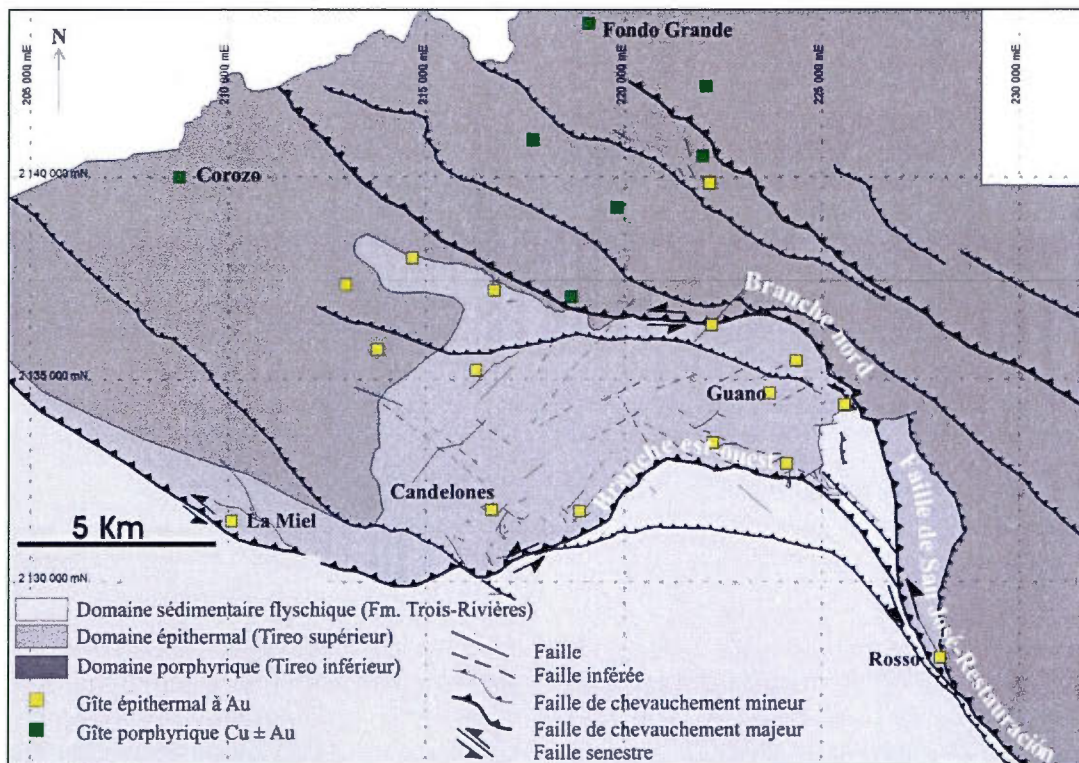
**Figure 1.3** Minéralisation de type porphyrique à  $\text{Cu} \pm \text{Au}$  du forage SCO-01 à Corozo avec plusieurs générations de veines à quartz + magnétite + pyrite + chalcopryrite.

Les gîtes épithermaux du district de Restauración sont décrits par Amarante *et al.* (1989) et Lewis *et al.* (1991). La minéralisation typiquement polymétallique ( $\text{Cu-Zn-Pb-Au-Ag}$ ) est présente dans les roches volcaniques, pyroclastiques felsiques du Tireo supérieur (Jiménez et Lewis, 1987; Louca, 1990; Lewis *et al.*, 1991). Les épithermaux sont concentrés au sud, dans la Formation de Tireo supérieur, près du contact avec la Formation de Trois-Rivières.

La relation spatiale entre le domaine porphyrique à cuivre-or et le domaine épithermal à or, implique soit un niveau d'érosion différent ou un épisode de minéralisation différent. Le domaine épithermal présente une morphologie en sigmoïde dont le centre est orienté est-ouest et s'amincit de part et d'autre pour finalement se pincer aux extrémités suivant une orientation NO-SE à la fois vers La Miel à l'ouest et Rosso au sud-est (figure 1.4). À la hauteur de l'indice de Rosso, la faille de San José-Restauración se divise en deux branches, soit la branche nord et la branche est-ouest. Le flanc nord du domaine épithermal est bordé par la branche nord



qui met en contact le domaine porphyrique associé à des niveaux de minéralisation relativement profonds, à un domaine épithermal associé à des niveaux de minéralisation superficiels (figure 1.4).



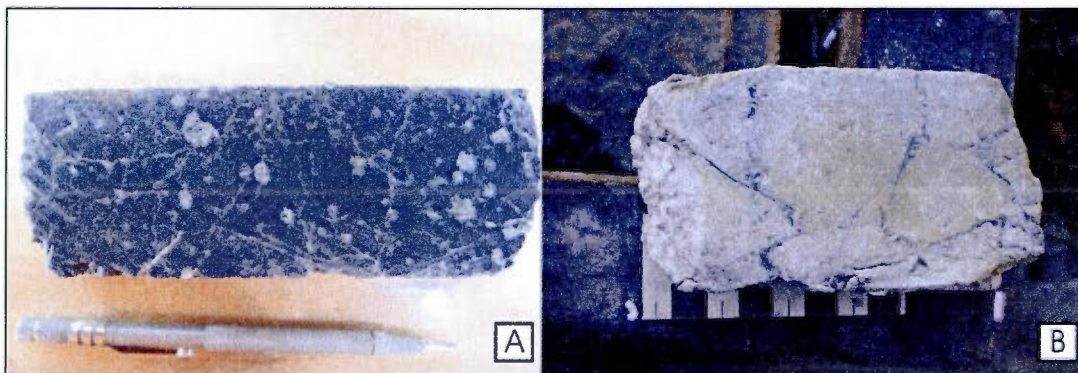
**Figure 1.4** Carte de la distribution des gîtes du district de Restauración-La Miel avec la position structurale des domaines en relation avec le relais de la faille de San José-Restauración.

### 1.3 Description et caractérisation des gîtes épithermaux

Mentionnons tout d'abord que la description et la caractérisation des gîtes d'or proviennent de travaux effectués par la compagnie Unigold Inc. Ces informations sont exposées à titre indicatif afin de les utiliser, dans les chapitres subséquents, comme des objets dans un cadre stratigraphique et structural.

Les zones aurifères épithermales sont structuralement contrôlées et forment des zones d'épaisseur variables entre 10 à 150m sur, 1,2 km de longueur, en moyenne, lorsqu'elles sont orientées NO-SE ou 0,6 km de longueur en moyenne, lorsqu'elles sont orientées NE-SO.

Les zones minéralisées se situent en bordure de stocks et de dômes de composition dacitique. L'unité généralement minéralisée correspond à une dacite à porphyre de quartz. Cette unité se présente sous forme de corps circulaire à ovoïde d'extension très variable et forme des reliefs topographiques positifs. Ces roches sont surtout concentrées près du contact avec le Trois-Rivières. À l'œil nu, le faciès massif non altéré prend une couleur grise à verdâtre. Il contient des phénocristaux porphyriques de quartz (5 à 20%) de taille variable (0,2 à 0,6cm), des phénocristaux porphyriques de feldspath plagioclase (5 à 10%) de 1 à 3 cm et des cristaux de hornblende (0-10%) aciculaire altérée en chlorite dans une matrice à grain fin de même composition (figure 1.5a).



**Figure 1.5** A- Dacite à porphyre de quartz non altéré du forage DC-46. B- Photo de dacite à porphyre de quartz avec altération argilique du forage DC-46.

En périphérie des faciès massifs passent à des faciès de brèches autoclastiques, des tufs à lapillis, puis des tufs finement laminés à grain fin, tous de composition

dacitique. Ces lithologies représentent des horizons perméables et réactifs permettant aux fluides hydrothermaux de percoler et de développer des brèches hydrothermales avec des altérations bien développées. Ces faciès périphériques semblent avoir une extension latérale limitée. Or l'extension cartographique de ces faciès est généralement sous-évaluée car la qualité de leurs affleurements est fortement affectée par les phénomènes de saprolitisation et d'altération hydrothermale. On observe dans les faciès non altérés, de la magnétite et de la pyrite en trace. Cette roche se distingue sur les relevés géophysiques magnétiques par une anomalie positive au cœur du dôme non-altéré et par une diminution graduelle du signal magnétique en bordure du dôme, possiblement causée par la destruction graduelle de la magnétite par l'altération hydrothermale. Le fort contenu en silice initial de la roche associé à la dacite porphyrique à quartz donne un signal de résistivité positive.

### 1.3.1 Altérations

L'altération hydrothermale affecte essentiellement les roches volcaniques du Tireo. Son intensité et son expression varient d'une lithologie à l'autre en fonction de la minéralogie, de la granulométrie et de l'intensité de la fracturation des roches. L'altération affecte davantage les roches de composition felsique. Le rôle des fluides dans la formation de l'altération, de la brèche hydrothermale ainsi que des conditions de pression/température ne sont pas discutés puisque l'objectif du sujet est de définir des horizons-repère des gîtes afin de les utiliser comme marqueur chronologique de la déformation. Ainsi trois types d'altération hydrothermale ont été reconnus sur les gîtes étudiés soit : propylitique, argilique, siliceuse. Un quatrième type d'altération forme un saprolite sur l'ensemble des roches étudiées.

L'altération propylitique est caractérisée par l'assemblage minéralogique d'altération suivant: chlorite  $\pm$  magnétite  $\pm$  épidote  $\pm$  hématite  $\pm$  calcite  $\pm$  zoïsite. En



affleurement, une roche ainsi altérée prend une couleur verte et est magnétique. En forage, on observe de la chlorite, de la magnétite et l'épidote en grains fins et disséminés dans la matrice. La calcite et la zoïsite forment des veinules et des veines le long de fractures. Cette altération est présente en périphérie des zones argilique et s'étend régionalement dans les roches volcaniques. Il est important de noter que l'altération propylitique est omniprésente dans les roches volcaniques du Tiroo et ne constitue pas un vecteur mais plutôt un repère à des fins d'exploration minière car elle est ici décrite par opposition à l'altération argilique. Ainsi, cette altération propylitique pourrait donc s'être formée antérieurement à l'altération argilique.

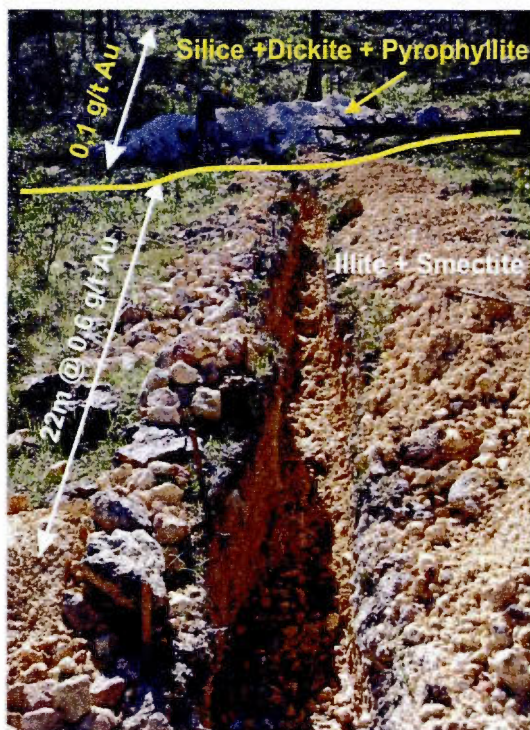
L'identification des différents minéraux d'argile est difficile à l'œil nu et nécessite des analyses spectrales. Pour s'en assurer, la compagnie Unigold Inc. a utilisé un appareil (TerraSpec standard-res mineral analyser) afin d'identifier par spectrométrie, les différents types d'argiles. Cette méthode a été appliquée par la compagnie sur des échantillons de roche en surface, en tranchée, en forage et sur les échantillons de sols. L'altération argilique a ainsi été caractérisée et cartographiée, par Unigold, selon l'assemblage minéralogique d'altération suivant : illite  $\pm$  smectite  $\pm$  montmorillonite. Selon la compagnie, cette altération est typique de la plupart des gîtes épithermaux étudiés dans le district. Tel qu'observée dans le secteur de Guano-Naranjo-Montazo, l'altération argilique affecte une grande surface de roches, soit près de 4km<sup>2</sup> en superficie. Elle se concentre dans les unités de roches felsiques et préférentiellement le long de fractures. En affleurement, la roche prend une couleur blanche-jaunâtre à blanc crème, homogène avec minéraux d'illite de couleur vert pâle à vert pomme (figure 1.6). En forage, cette altération se caractérise par une décoloration de la roche vers des teintes vert pâle à vert blanchâtre (figure 1.5b). Cette altération forme un halo en périphérie des altérations en silice.

Plus localement, une altération argilique avancée est présente avec l'assemblage suivant : kaolinite  $\pm$  dickite  $\pm$  nacrite  $\pm$  alunite  $\pm$  pyrophyllite  $\pm$  diaspoire  $\pm$  illite. Un

tel assemblage a été analysé sur le prospect de Guano, de Montazo et plus localement sur le flanc ouest de Los Candelones. À ces endroits, on remarque une roche de couleur blanc craie (figure 1.7). Comparativement à l'altération argilique, l'altération argilique avancée forme des zones plus restreintes associées à une intense silicification et n'est pas nécessairement associé à une augmentation des teneurs en or (figure 1.7).



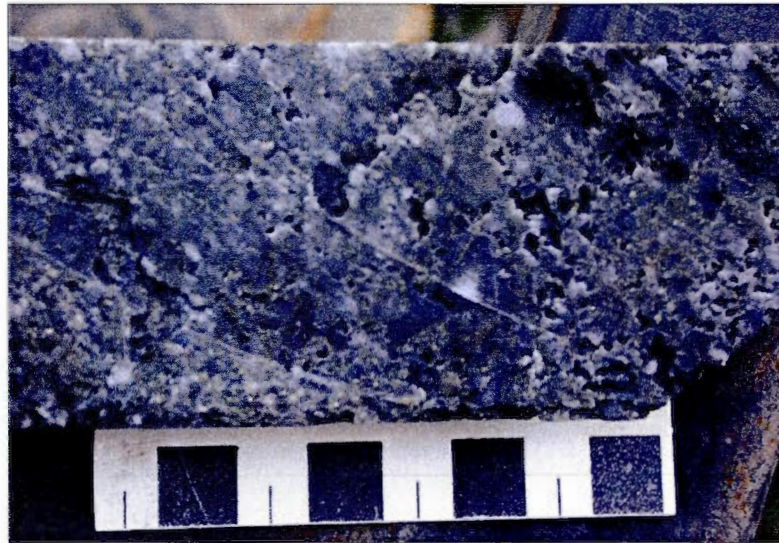
**Figure 1.6** Altération argilique en affleurement sur le chemin vers le Cerro Naranjo.



**Figure 1.7** Altération argilique avancée (silice + dickite + pyrophyllite) et d'altération argilique (illite + Smectite) aurifère développée dans une roche pyroclastique felsique sur le Cerro Guano montrant les valeurs aurifères en tranchée.

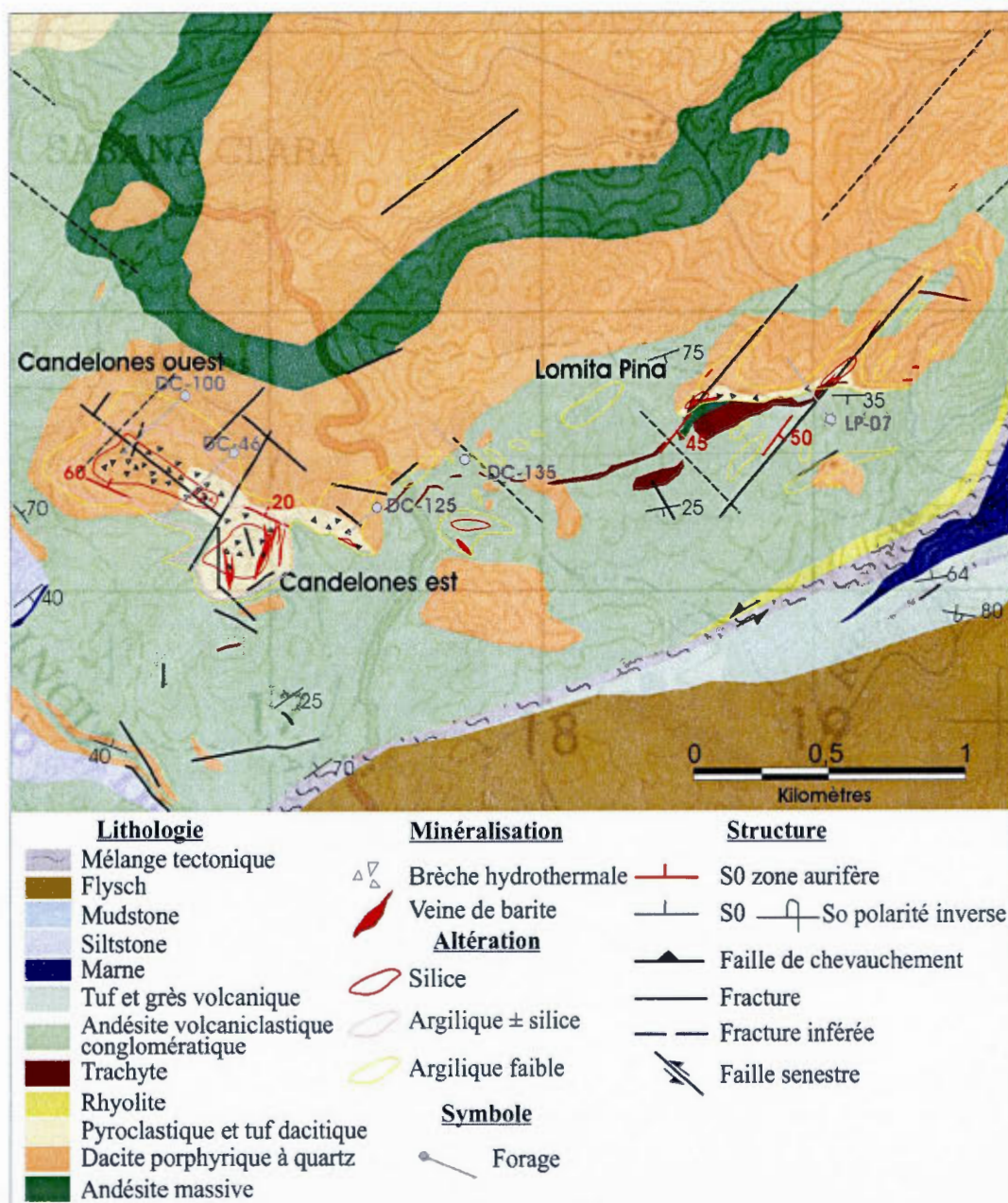
Les zones de silicification sont confinées au cœur des zones argiliques. Généralement, la zone de silicification, bien souvent accompagnée de barite, est davantage restreinte le long de fractures à fort pendage et forme des crêtes topographiques étroites de 5 à 30 mètres de largeur sur 1,2 à 0,6 km de longueur. En affleurement, la silice est peu altérée par le processus supergène et se caractérise par une roche dense de couleur blanc laiteux. En forage, on observe de la silicification partielle, massive et plus localement résiduelle (figure 1.8). L'altération en silice présente des textures de stockwerk, de brèche, en veines et veinules et est liée à la minéralisation de hautes teneurs en or.





**Figure 1.8** Silicification résiduelle texture de « vuggy silica » avec pyrite du forage DC-100 à Candelones.

La silicification présente dans la partie ouest de Candelones est restreinte à une brèche hydrothermale recoupant une dacite porphyrique à quartz et semble être contrôlée par une structure orientée N297E pentée à 60° vers le nord-est (figure 1.9). La silicification peut aussi être présente dans des structures à plus faible pendage lorsqu'elle emprunte des contacts lithologiques et des horizons lithologiques poreux. Un tel cas s'observe dans la portion du gîte de Candelones est, à partir du forage DC-46 jusqu'au forage DC-125 où la silicification est plus faiblement pentée (figure 1.9 et 1.14). La silicification se développe ici dans une roche pyroclastique felsique poreuse en contact avec une andésite. À l'est du DC-46, dans la portion ouest de Candelones, la silicification est davantage contrôlée par une structure nord-ouest subverticale recoupant une dacite porphyrique à quartz (figure 1.9 et 1.14).



**Figure 1.9** Carte géologique avec altération et minéralisation des zones aurifères de Los Candelones ouest et est et de Lomita Pina.

L'altération saprolitique n'appartient pas à la phase d'altération hydrothermale, mais mérite d'être décrite puisqu'elle affecte tardivement l'ensemble des roches du secteur



cartographié. Cette altération saprolitique est le résultant de l'altération chimique d'une roche-mère, due à l'action du climat ou de l'eau, sans avoir été transportée. Il s'agit d'un matériau formé sur place (autochtone). Sur le terrain le saprolite présente une texture friable mais en tranchée, il préserve parfois la couleur et les structures de la roche d'origine. Le profil saprolitique se développe sur 5 à 35m d'épaisseur avant d'arriver à la roche fraîche.

### 1.3.2 Minéralisation

La minéralisation aurifère est contenue à l'intérieur d'un large halo d'altération argilique dont le cœur est une zone silicifiée. Ces gîtes épithermaux montrent une association métallique à Au-Ag-Cu-Pb-Zn avec barite et un enrichissement en As-Sb-Mo. On retrouve la minéralisation épithermale sous deux (2) phases aurifères distinctes. La phase précoce se caractérise par un stockwerk de sulfures, avec une pyritisation au sein d'une brèche hydrothermale. La phase tardive est caractérisée par des veines et des brèches à silice-barite  $\pm$  sulfures.

La phase précoce présente l'assemblage suivant : pyrite  $\pm$  chalcopryrite  $\pm$  sphalérite  $\pm$  or. La pyrite de cette phase est finement disséminée, de couleur bronze avec un reflet mat et peut atteindre 5 à 20% de la roche. La chalcopryrite et la sphalérite sont en trace sous forme d'amas disséminés dans des veinules et veines de quartz blanc étroites disposées le long de fractures ouvertes. Cette phase forme un réseau de stockwerk qui devient de plus en plus dense en se rapprochant du cœur siliceux avec une augmentation graduelle du contenu en pyrite. Le cœur est caractérisé par une brèche hydrothermale polymique siliceuse, à claste de pyrite et de calcédoine (figure 1.10). Cette phase peut parfois affecter un grand volume de roches telles qu'on l'observe dans la portion ouest du gîte de Los Candelones. Ici, la brèche hydrothermale présente une puissance maximale de 100m d'épaisseur sur 450m de

longueur et s'étend en profondeur sur 350m (figure 1.9). Cette phase est associée à des lithologies felsiques et réactives mais davantage contrôlée par des structures fortement pentées (figure 1.14). Le contenu en or de cette phase, généralement associé à la pyrite finement disséminé et en amas, est inférieur à 1 g/t et typiquement entre 0.1 et 0.5 g/t d'or.



**Figure 1.10** Brèche hydrothermale polymorphe à clastes de pyrite et silice calcédonieuse développée dans une dacite porphyrique à quartz (forage DC-100 à Los Candelones ouest).

Les valeurs supérieures à 1 g/t d'or, sont davantage associées à la phase de minéralisation tardive. Cette phase présente l'assemblage suivant : quartz  $\pm$  barite  $\pm$  pyrite  $\pm$  galène  $\pm$  chalcopryrite  $\pm$  or. Cette minéralisation tardive recoupe la phase précoce (figure 1.11) et se présente cette fois sous forme de veines et de brèches. Cette phase présente un intérêt particulier dans le cadre d'une analyse structurale car elle est soit restreinte à des zones de fracturations et à des zones de failles ou se développe le long de contacts lithologiques favorables et d'horizons poreux tel qu'on l'observe dans la portion de Candelones est (figure 1.9 et 1.14). En surface, on

reconnaît facilement cette phase par une abondance de veines et brèches riches en silice et en barite massive. En forage, la phase tardive recoupe la phase précoce et se différencie de celle-ci par un plus faible contenu en sulfure, une pyrite plus jaunâtre et par la couleur du quartz davantage blanchâtre (figure 1.11). La texture du quartz varie de calcédonieuse à saccharoïde et à localement colloforme. La barite présente des textures très variées dont une texture massive, colloforme, lamellaire (figure 1.13) ou bréchique. Un exemple de la texture bréchique affleure sur le flanc est du gîte de Los Candelones ouest (216 825E / 2 131 528N) où une brèche multiphasée à claste de barite est encroûtée de lamelles de barite (figure 1.12). Ce faciès passe latéralement à une zone de barite massive observée à Candelones est.

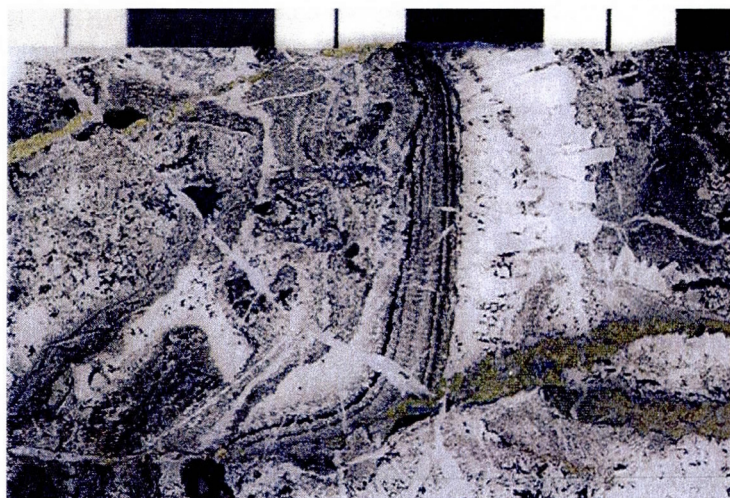




**Figure 1.11** Brèche hydrothermale polymique recoupée par la phase tardive à silice + barite + pyrite  $\pm$  chalcopryte (forage DC-100 à Los Candelones).



**Figure 1.12** Affleurement de brèches à barite multiphasée observée sur le flanc est de la portion de Los Candelones ouest. Notés dans le coin supérieur droit des clastes arrondis de barite encroûtés de cristaux de barite lamellaire.

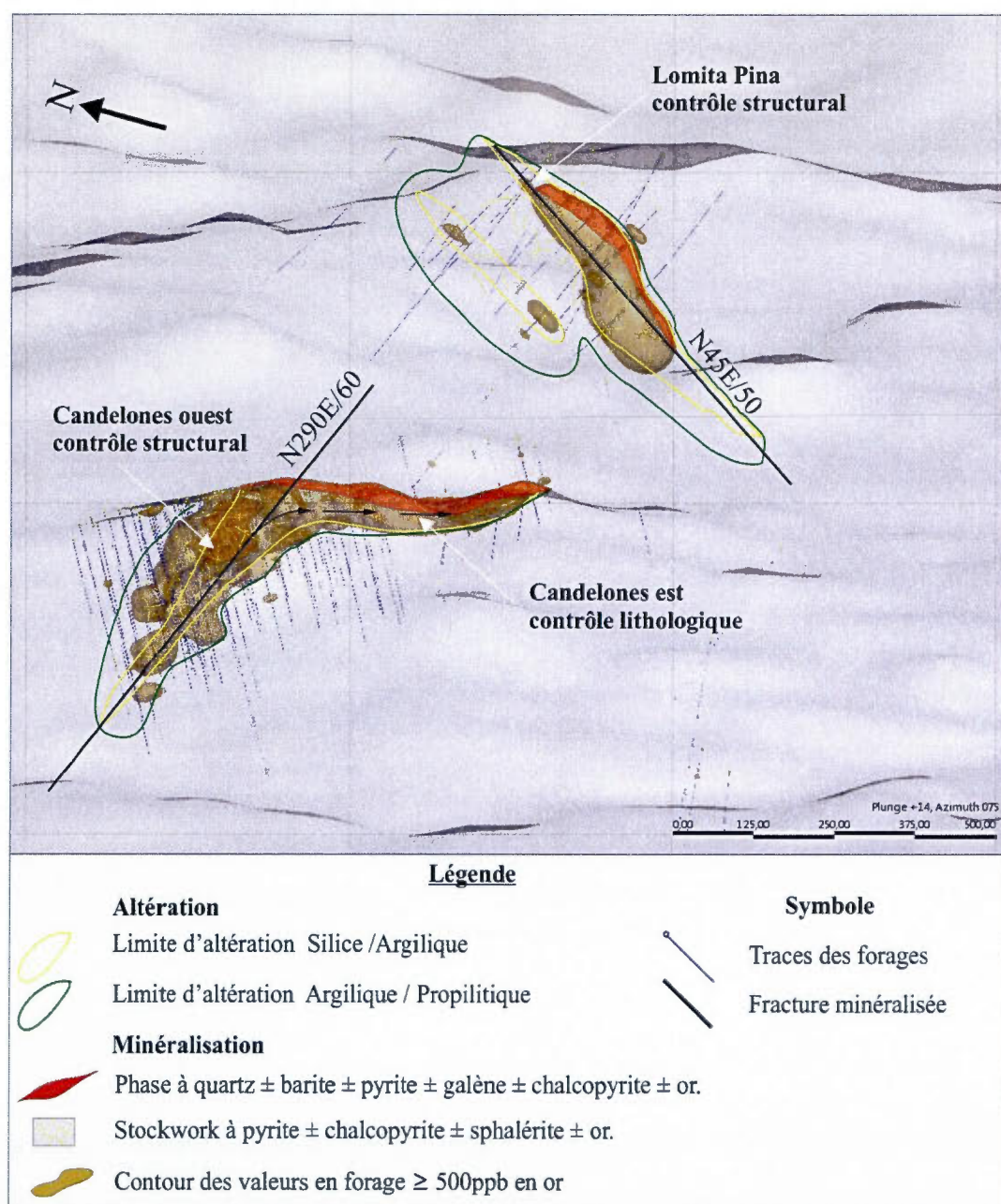


**Figure 1.13** Phase tardive à barite colloforme avec pyrite + chalcopyrite (forage DC-46 à Los Candelones).

La phase tardive recoupe et est incluse dans la phase précoce. Or la majorité de la minéralisation tardive se retrouve spatialement au-dessus de la phase précoce. Cette zonation verticale des phases est bien exposée dans le gîte de Lomita Pina et à Candelones, où au sommet du système, on retrouve la phase tardive formant une brèche hydrothermale à quartz  $\pm$  barite  $\pm$  pyrite  $\pm$  galène  $\pm$  chalcopyrite qui se trouve verticalement au-dessus d'un stockwerk à veinules de quartz + pyrite  $\pm$  chalcopyrite  $\pm$  sphalérite (figure 1.14). La concentration en or est nettement supérieure dans la phase tardive, allant de 1g/t à un maximum de 33g/t en forage. Il est important de mentionner que ces zones sont discontinues en profondeur mais que l'extension latérale de cette phase peut s'étendre de façon discontinue sur plus de 1,5 km de long. Comparativement à la phase précoce, la phase tardive suit des contrôles davantage stratigraphiques que structuraux et forment généralement des zones étroites typiquement inférieures à 10m et pouvant atteindre 50 mètres d'épaisseur. Un tel exemple de contrôle stratigraphique s'observe dans la portion de Los Candelones est où on retrouve la zone à barite en position subhorizontale développée dans un tuf felsique au contact avec une roche andésitique conglomératique structuralement en-

dessous. À Lomita pina, la zone à barite est développée dans une dacite à porphyre de quartz au contact d'une andésite massive structuralement au-dessus (figure 1.9 et 1.14).





**Figure 1.14** Modèle gîtologique en 3D regardant en coupe vers l'est le gîtes de Los Candelones et de Lomita Pina avec les zones minéralisées supérieures à 500ppb en relation avec la position des différentes zones d'altération et de minéralisation.

## 1.4 Conclusion

L'ensemble des données qui ont été recueillies par la compagnie Unigold ont été présentées afin de les utiliser ultérieurement comme objet dans la perspective de leur distribution régionale, en fonction de la position et de la distribution des grands domaines tectoniques de la région. Régionalement, on observe que les gîtes de type porphyrique à Cu-Au sont concentrés dans l'unité du Tireo inférieur, localisés dans la portion nord et nord-ouest du district de Restauración-La Miel. Les gîtes d'or épithermaux sont quant à eux concentrés dans l'unité du Tireo supérieur, dans la portion sud du district près du contact avec la Formation de Trois-Rivières. Les caractéristiques de chaque types de gîtes, soit porphyrique et épithermal, ont été décrites par la compagnie Unigold. Chaque type présente des altérations, des minéralisations et des contrôles structuraux similaires. Selon la compagnie les gîtes épithermaux présentent une zonalité des altérations d'un cœur siliceux, vers des zones argiliques principalement caractérisées par l'illite, puis en périphérie vers des zones propylitiques à chlorite. Les zonalités de minéralisation montrent une phase à stockwerk de sulfure en profondeur vers une phase à silice-barite verticalement au-dessus. La zone à barite suit des contrôles structuraux et stratigraphiques alors que les zones à stockwerk sont contrôlées par des structures fortement pentées. Ces données suggèrent que ces gites s'apparentent à des gisements de type épithermal neutre. Ces données sur les gîtes permettent dans le cadre de la présente étude, une meilleure compréhension de la distribution régionale des différents types de minéralisation et fournit un point de départ pour la caractérisation des mouvements tectoniques de part et d'autre de l'accident majeur le long de la faille de San-José Restauración.

## CHAPITRE II

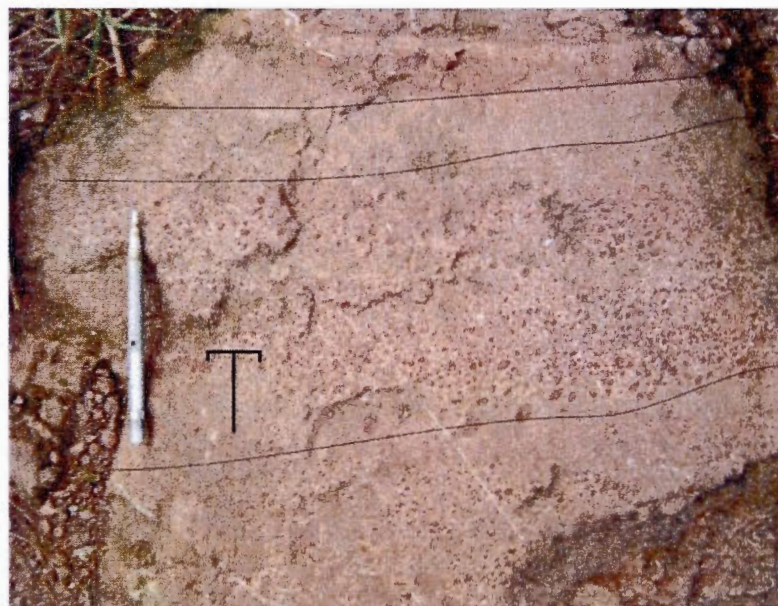
### LES HORIZONS-REPÈRES STRATIGRAPHIQUES

Dans l'aire d'étude, la majorité du matériel affleurant appartient à la Formation de Tireo et à la Formation de Trois-Rivières faisant partie respectivement d'un arc volcanique insulaire et d'un bassin d'arrière-arc (Boisson, 1987; Witschard et Dolan, 1990; Dolan *et al.*, 1991; Mann *et al.*, 1991; Lewis *et al.*, 1991; Stein *et al.*, 2004; Escuder Viruete *et al.*, 2007). Afin d'établir la chronologie des mouvements tectoniques du district de Restauración-La Miel, nous avons recherché et précisé des horizons-repères stratigraphiques relativement faciles à identifier qui se suivent sur de grandes distances (voir appendice). L'approche selon Emery et Myers (1996) d'une stratigraphie séquentielle, fournit un cadre chronostratigraphique qui permet la corrélation de faciès volcaniques et sédimentaires. De plus, cette approche constitue un outil de prédiction de la position stratigraphique des gîtes d'or épithermaux puisqu'ils sont recouverts par des unités plus jeunes. Dans ce chapitre, nous définissons les horizons-clés afin de les utiliser ultérieurement comme marqueurs de la chronologie de la déformation.



## 2.1 Tuf accrétionnaire à lapillis

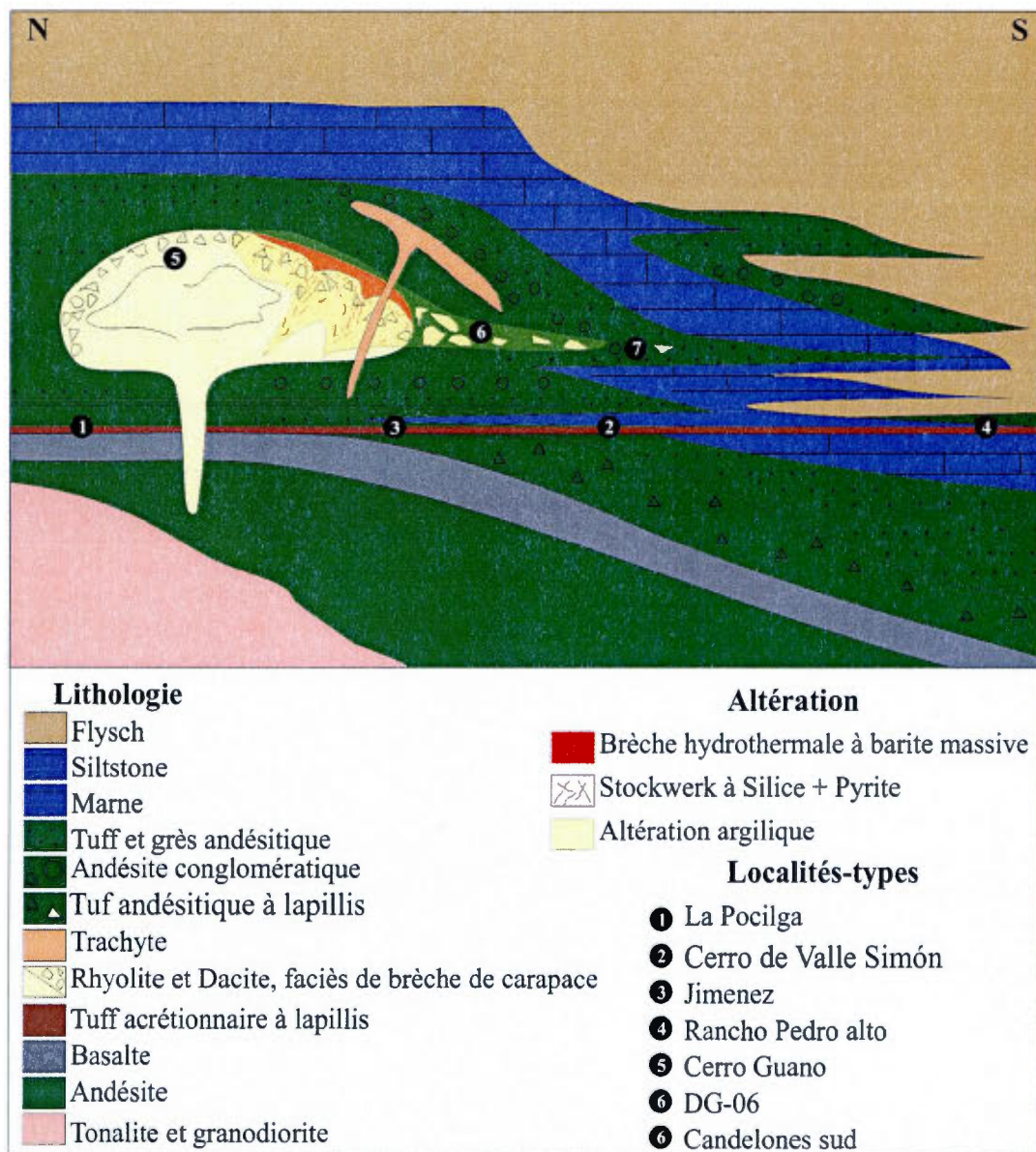
Ces roches ont été reconnues et décrites par Lewis *et al.* (1991) et Stein *et al.* (2004). Il s'agit d'une roche, caractérisée par des sphérules hématisés de couleur rouge bordeaux, de composition basaltique dont la taille varie entre 2mm à 1cm dans une matrice calcitique. Ce faciès est stratifié, granoclassé et forme des lits de 10 à 50 cm d'épaisseur (figure 2.1). La formation de tuf accrétionnaire à lapillis correspond à des éruptions de type explosif subaérien pouvant être retravaillé et redéposé par la suite (McPhee, 1993). Ce faciès souligne un évènement explosif dont les particules volcaniques retombent dans une mer chaude et peu profonde où les carbonates se précipitent. Cet horizon, est un bon marqueur stratigraphique car il couvre une grande distance et n'est pas affecté par les processus de saprolitisation.



**Figure 2.1** Affleurement de tuf accrétionnaire à lapillis stratifié granoclassé en polarité normale.

Le tuf accrétionnaire à lapillis a été cartographié au nord et au sud du district. Au nord, trois localités type du tuf accrétionnaire à lapillis ont été reconnues. Le long de la route principale qui mène à Villa Anacaona, à 3km au sud-ouest du village de Restauración, dans le secteur de la Pocilga (215 429E/ 2 135 956N), un niveau de tufs accrétionnaires à lapillis d'une épaisseur de 50m marque le contact entre des basaltes sous-jacents et des andésites (localité 1, figure 2.2). Au sommet du Cerro de Valle Simón (214 124E/2 137 738N), un niveau de 50cm de tuf accrétionnaire à lapillis granoclassé passe à un tuf andésitique à lapillis et des grès verts (localité 2, figure 2.2). Plus à l'est, dans le secteur de Jiménez (219 459 E/ 2 139 731N), à 2,5km le long de la route au nord-est du village de Restauración le faciès accrétionnaire passe à des andésites, à des siltstones et à de minces niveaux de marne (localité 3, figure 2.2). Ces séquences sédimentaires ont été antérieurement reconnues comme faisant partie du Tiroo inférieur (Lewis *et al.*, 1991). Or dans la portion sud du district, dans le secteur de Rancho Pedro alto (225 723E/ 2 133 148N), un mince niveau de tuf accrétionnaire à lapillis de 10cm d'épais identique à ceux décrits plus haut, a nouvellement été reconnu (localité 4, figure 2.2). Ce niveau est encaissé dans une séquence sédimentaire composée de siltstone, de grès et de marne associé à la formation de Bois de Laurence. La présence de ce niveau de tuf accrétionnaire à lapillis démontre qu'il existe des variations latérales de faciès du nord au sud. Suivant une stratigraphie séquentielle, ce marqueur chronostratigraphique est au nord encaissé dans des faciès volcaniques et volcano-sédimentaires, alors qu'au sud il est encaissé dans des faciès sédimentaires (figure 2.2). Même si cette unité est mince et donc difficile à représenter sur une carte à grande échelle, cette unité aide à la compréhension des conditions de dépôt, des variations latérales de faciès et de la dynamique du volcanisme à l'époque.



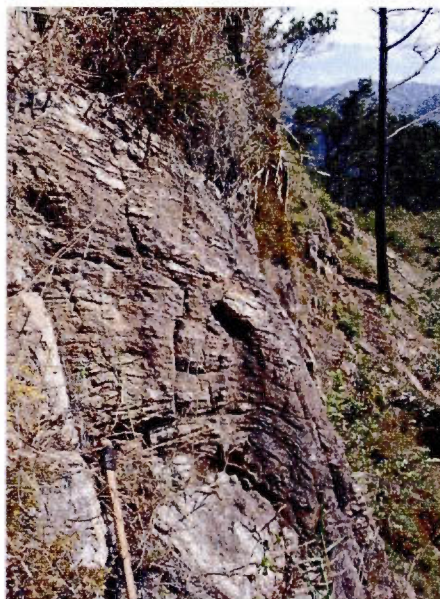


**Figure 2.2** Coupe stratigraphique séquentielle schématisée illustrant les variations latérales de faciès lithologiques suivant un axe nord-sud avec la position des différentes localités-types

## 2.2 Rhyolite

Dans le district de Restauración-La Miel, des rhyolites ont été décrites par Lewis *et al.* (1991) et davantage cartographiées par Amarante *et al.* (1989). La localisation, la description et des analyses chimiques de plusieurs de ces rhyolites saillantes sont exposées dans les travaux de Jimenez et Lewis (1987). De plus les travaux de Stein *et al.* (2004) font référence à ces occurrences de rhyolite. Cette unité-repère est peu affectée par l'altération supergène et constitue des sommets topographiques. À l'œil nu, les rhyolites se présentent comme des roches leucocrates, de couleur grise, gris verdâtre à gris rosâtre. La matrice est aphanitique et contient des phénocristaux généralement millimétriques (0,1 à 0,3 cm) de plagioclase ainsi que de la magnétite finement disséminée en trace au sein de cavités microlitiques. Ces roches sont généralement très pauvres en élément mafique et contiennent des phénocristaux de quartz et de plagioclase sodique dans une matrice felsique xénomorphe granulaire.

L'unité de rhyolite se présente selon différents faciès. Le faciès massif est soit caractérisé par une texture d'écoulement laminaire, plurimétrique à centimétrique, soit par des structures de brèche de carapace. Ce faciès forme des dômes circulaires à ovoïde d'extension latérale limitée à moins d'une centaine de mètres. Une des localités-type de ce faciès est bien exposée au sommet du Cerro Guano (localité 5, figure 2.2). À cet endroit (224 294E/ 2 134 344N), on observe en affleurement, une rhyolite de couleur vert pâle avec des textures d'écoulement laminaire plurimétrique (figure 2.3). Dans le forage du DG-06, cette même rhyolite présente des structures de brèche de carapace développées au-dessus d'un faciès à écoulement laminaire (figure 2.4 et 2.5).

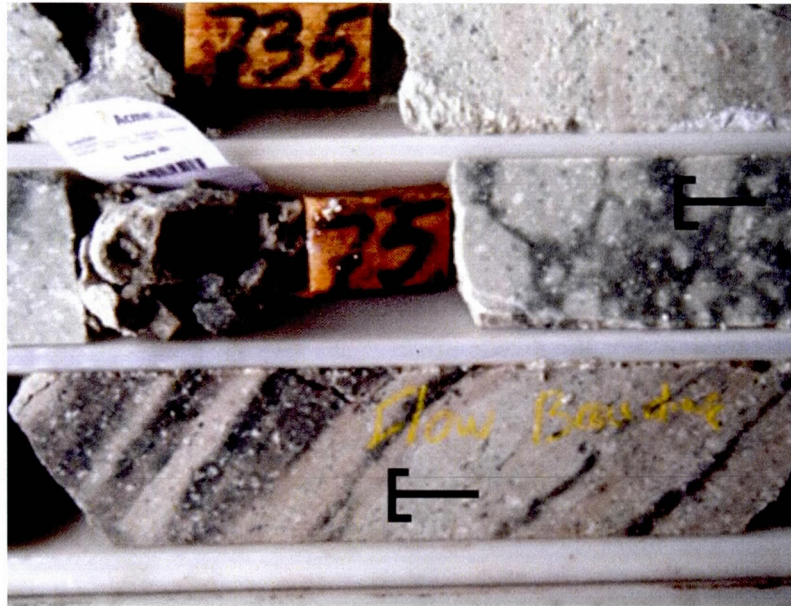


**Figure 2.3** Affleurement de rhyolite à texture d'écoulement laminaire sur le flanc sud du Cerro Guano (224294E/ 2134344N).



**Figure 2.4** Rhyolite à structure de brèche de carapace du forage DG-06 sur le Cerro Guano.

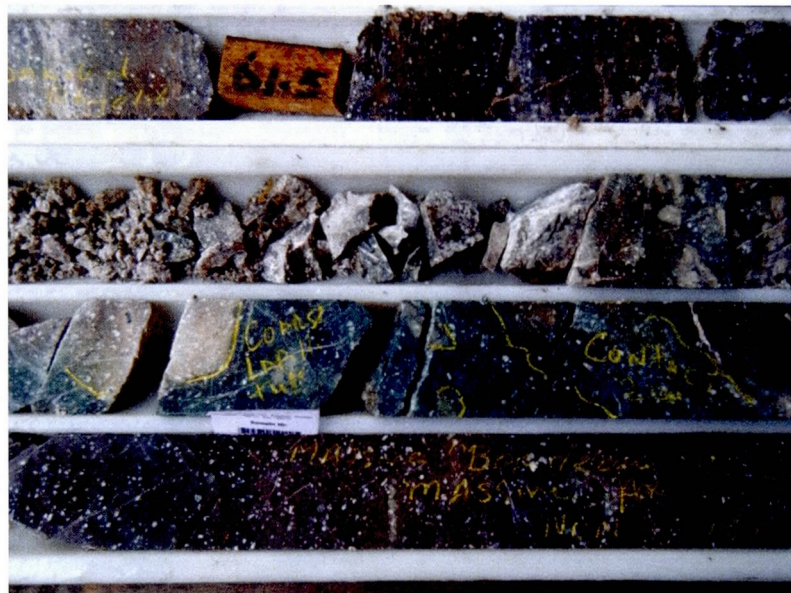




**Figure 2.5** Rhyolite à texture de brèche de carapace développée stratigraphique au-dessus d'un faciès à écoulement laminaire (forage DG-06 sur le Cerro Guano).

Une autre localité-type du faciès massif est exposée par le dôme rhyolitique (figure 2.10) situé sur le sommet est du Cerro Naranjo (224 700E / 2 135 000N). La rhyolite présente ici une couleur gris rosâtre avec des textures d'écoulement laminaire centimétrique (figure 2.9). Tel observé dans le forage du DG-06, le faciès de rhyolite massif passe latéralement à des roches pyroclastiques à bombes et à lapillis felsique, formant environ 20% de la roche, dans une matrice andésitique (figure 2.6). Cette unité pyroclastique felsique a été retrouvée sur le flanc nord, est et sud du Cerro Guano (localité 6, figure 2.2). Cette unité a été tracée jusqu'au sud de Candelones (localité 7, figure 2.2). À cet endroit, la quantité de claste felsique est moins importante, soit inférieure à 2% de la roche (figure 2.12). Cette unité présente donc des variations latérales de faciès, où le faciès massif passe à des faciès pyroclastiques avec une diminution graduelle du pourcentage de clastes felsiques. La cartographie de cette unité et les variations de faciès pourraient donc indiquer que le centre d'émission volcanique felsique se situe à la hauteur du Cerro Guano. Or, il est

probable qu'existent à l'intérieur du district, plusieurs centres d'émission du volcanisme felsique.



**Figure 2.6** Roches pyroclastiques à bombe et à lapillis rhyolitique dans une matrice mafique du forage (DG-06) à Guano.

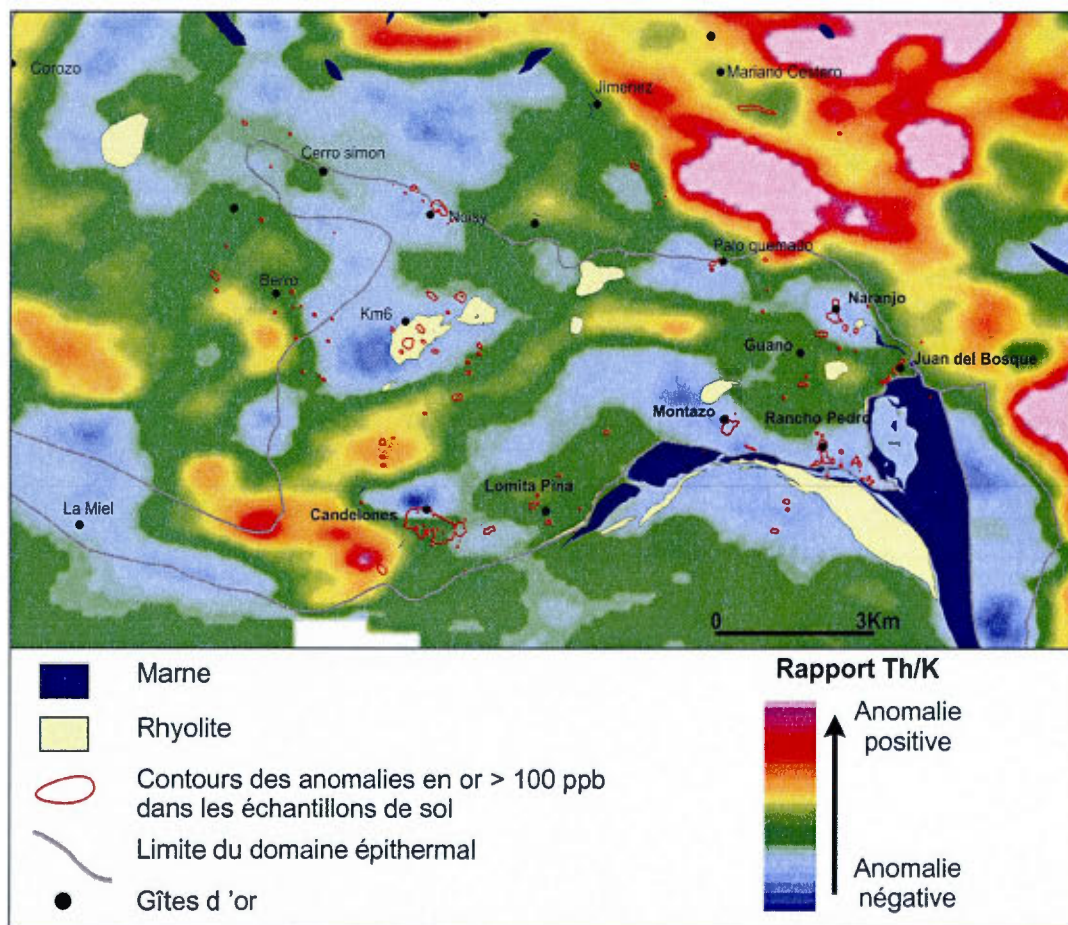
Une autre localité de rhyolite massive se situe dans le secteur de Rancho Pedro (224 749E / 2 131 918N). Cette rhyolite est très extensive et s'identifie facilement par sa couleur vert turquoise. À la hauteur de Rancho Pedro, cet horizon-repère semble correspondre à des couches de lave de 500m de puissance qui passent latéralement, sur une distance de 3,5 km, à un faciès de tuf rhyolitique laminé à grain très fin (figure 2.7) de 50m de puissance, observé à la coupe du Rio Neita (219 593E/ 2 131 607N).





**Figure 2.7** Tuf rhyolitique vert turquoise laminé sur la coupe du Rio Neita (214124E / 2137738N).

Les rhyolites se distinguent aussi sur le relevé géophysique magnétique par une anomalie positive causée par la magnétite disséminée. Le fort contenu en silice associé à cette roche lui donne un signal de résistivité positive. De plus, cette roche est très riche en potassium et ressort bien sur la carte du rapport thorium sur potassium (figure 2.8). Les rhyolites cartographiées à plusieurs endroits dans la région montrent donc des variations latérales de faciès. Cette unité représente un bon marqueur chronostratigraphique et est spatialement associée à la minéralisation aurifère du domaine épithermal du district (figure 2.8).



**Figure 2.8** Carte rapport thorium sur potassium avec les unités de rhyolites et de marnes, les contours des anomalies supérieures à >100 ppb en or dans les échantillons de sol et la limite du domaine épithermal.

### 2.2.1 Nouvelle datation géochronologique U-Pb

Dans le district de Restauración, certaines datations sur les roches rhyolitiques du Tiroo supérieur ont été mentionnées dans les travaux de Lewis *et al.* (1991) ainsi qu'une datation sur une dacite par Stein *et al.* (2004). Or, peu d'information est disponible sur les rhyolites pénécontemporaines de la minéralisation aurifère du district de Restauración. Un échantillon du dôme de rhyolite du Naranjo (224 700E/

2 135 000N) a été sélectionné puisqu'il est spatialement et étroitement lié à l'altération argilique et à la minéralisation aurifère à barite de la zone de Naranjo (figure 2.10). L'échantillon de couleur gris rosâtre, présente des porphyres millimétriques de feldspath K (environ 8%) et la matrice aphanitique montre un écoulement laminaire (figure 2.9). L'observation faite en tranchée montre que la position de cette rhyolite datée, se trouve stratigraphiquement au-dessus d'une andésite massive, qui elle, se trouve au-dessus d'une dacite tuffacée. Cette dacite est fortement minéralisée et altérée au contact avec l'andésite. La minéralisation aurifère se présente sous forme de veines et veinules de quartz-barite massive, titrant jusqu'à 10g/t d'or, accompagnées d'une altération argilique à illite et d'une silicification (figure 2.10). L'échantillon de rhyolite a été traité et analysé par Jean David du centre de recherche GEOTOP du département des Sciences de la Terre de l'UQAM.





**Figure 2.9** Rhyolite à texture laminaire du dôme du Naranjo. Échantillon utilisé pour datation daté par U/Pb (224 700E / 2 135 000N).



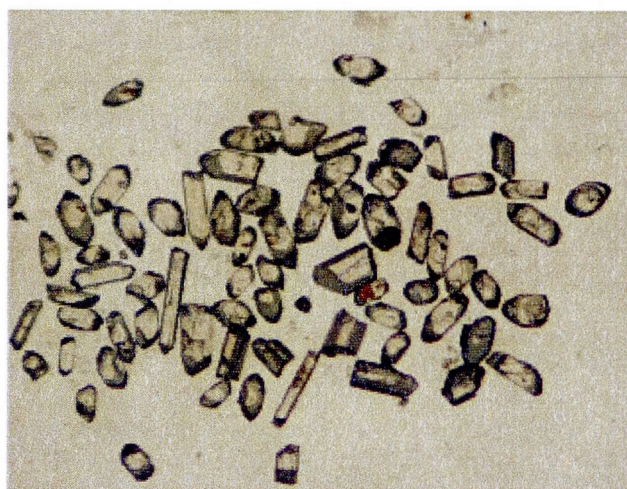


**Figure 2.10** Dôme de rhyolite du Cerro Naranjo (224 700E / 2 135 000N) utilisée pour datation U/Pb avec la position des différentes unités lithologiques, la zone d'altération argilique et la zone aurifère à barite.

### 2.2.2 Récupération des minéraux lourds et sélection des zircons

Les échantillons sont préalablement nettoyés sous l'eau et avec une brosse pour éviter toute contamination. Tous les appareils sont rigoureusement nettoyés encore une fois afin d'éviter une contamination des poudres d'un échantillon précédemment traité. L'échantillon est réduit à l'aide d'un broyeur à mâchoire puis d'un pulvérisateur à disques pour obtenir une poudre ayant la granulométrie d'un sable fin à très fin. Une première étape de concentration des minéraux lourds est effectuée en utilisant une table à secousse de type Wilfley. La fraction la plus lourde, après avoir été asséchée, est tamisée pour n'en conserver que le matériel inférieur à 200  $\mu$ m. La deuxième étape est effectuée en utilisant une liqueur dense à base d'iodure de méthylène ( $d=3.3$ ). Finalement les minéraux lourds sont séparés en fonction de leur susceptibilité

magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. Les zircons se caractérisant par des propriétés diamagnétiques sont examinés à la loupe binoculaire (figure 2.11) et sélectionnés sur la base de leur qualité (absence de micro-fractures, d'évidences d'altération et d'inclusions) pour ensuite être classés en fonction de critères typologiques: morphologie, développement des faces cristallines et couleur.



**Figure 2.11** Zircon extrait de l'échantillon de la rhyolite du Naranjo.

### **2.2.3 Analyse par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (ID-TIMS)**

Les analyses effectuées par mise en solution du zircon exigent que les surfaces des zircons sélectionnés soient préalablement enlevées par abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982) afin de retirer la portion métamictique souvent affectée par une perte en Pb. Après avoir nettoyé les zircons à l'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$  4N) dans un bain ultrasonique, les cristaux choisis sont placés dans des capsules en téflon dans lesquelles on ajoute de l'acide fluorhydrique concentré (HF) et quelques

milligrammes d'un étalon isotopique de  $^{205}\text{Pb}$  et  $^{233-235}\text{U}$ , pour être mis au four à  $220^\circ\text{C}$ . Les produits de décomposition sont traités avec de l'acide chlorhydrique ( $\text{HCl}$ ) pour assurer une dissolution complète. Les solutions sont subséquentement purifiées pour le plomb et l'uranium grâce à l'utilisation de colonnes chromatographiques utilisant des résines d'échange anionique en mode chlorhydrique. Cette méthode présentée par Krogh (1973) a été modifiée pour des capsules de dissolution et des colonnes de taille réduite afin de minimiser la contamination.

Le plomb et l'uranium, pour être ionisés, sont déposés sur un même filament de rhénium dans un mélange de gel de silice et d'acide phosphorique. Les analyses sont effectuées en mode dynamique en utilisant le compteur d'ions du détecteur Daly d'un spectromètre de masse VG Sector54. Les facteurs de correction, prenant en considération à la fois la discrimination thermique des masses et celle du détecteur, sont de 0,15 %/AMU pour le plomb et 0,16-0,18 %/AMU pour l'uranium. Ces corrections sont déterminées grâce à l'analyse répétée d'une solution standard de plomb (SRM981) et des isotopes  $^{233-235}\text{U}$  contenus dans l'étalon isotopique.

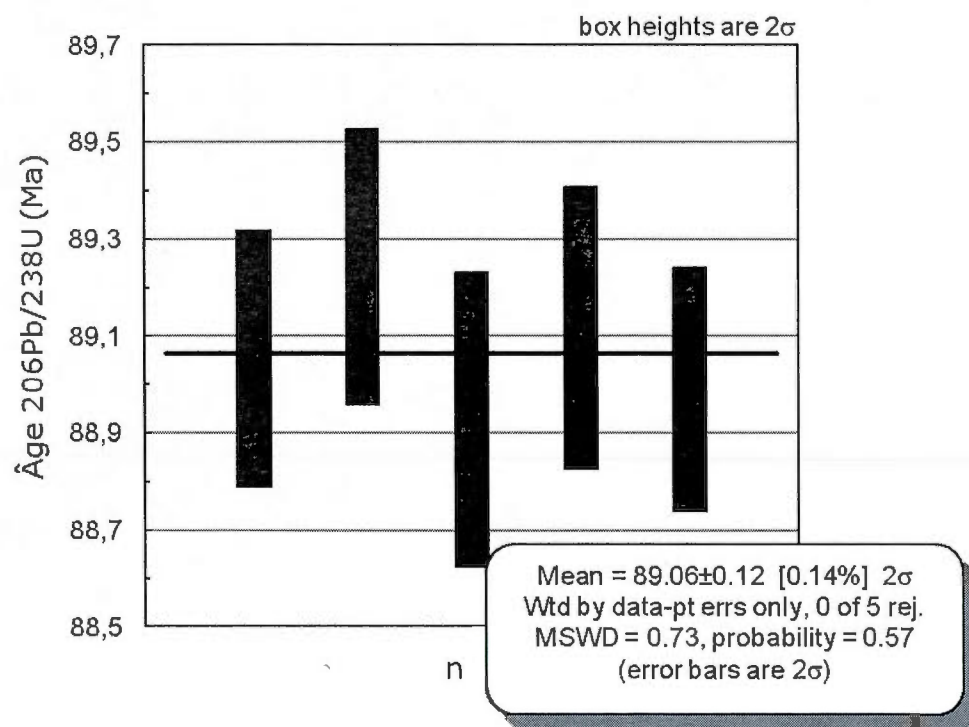
Les "droites discordia" sont établies en utilisant un calcul de régression linéaire (Davis, 1982). Il s'agit d'un calcul qui prend en considération, 1) les erreurs corrélées des rapports  $\text{Pb/U}$  et  $\text{Pb/Pb}$ ; 2) la discordance des points par rapport à l'intersection supérieure de la droite avec la "courbe concordia". Lorsque les données se distribuent à proximité ou sur la "courbe concordia" l'intercept supérieur est calculé en forçant l'extrémité inférieure de la droite de régression vers un âge de 0 Ma. La validité statistique de la droite obtenue par le calcul de régression linéaire s'exprime par un indice de probabilité de coïncidence ("probability of fit") qui devrait normalement être de ca. 0.50. On considère qu'une valeur de 0.10-0.15 est statistiquement acceptable (cf Ludwig (2003) pour une discussion sur ces considérations). Les incertitudes sur les rapports sont présentées à 1. sigma (intervalle de confiance de

65%) alors que les incertitudes sur les âges sont présentées à 2 sigma (intervalle de confiance de 95%).

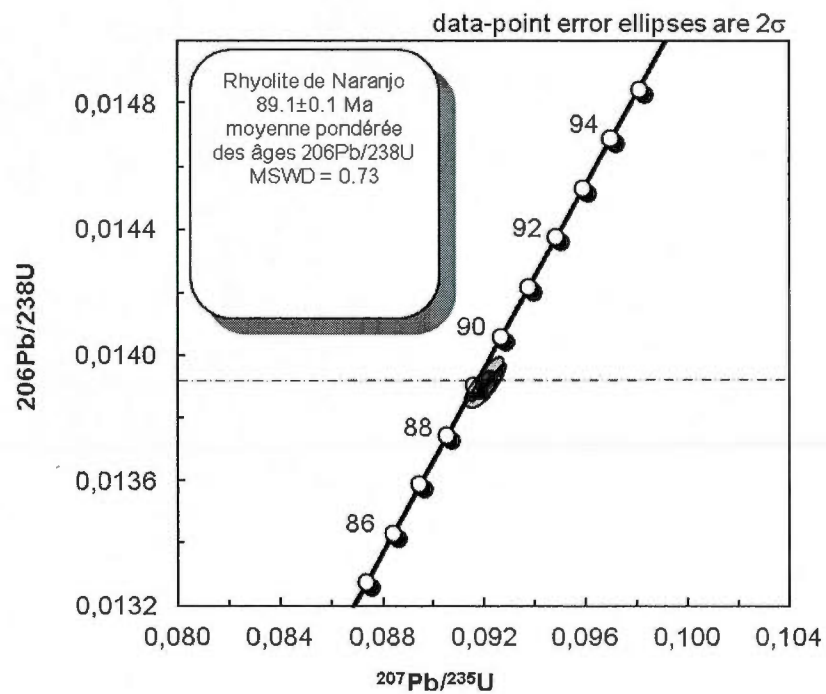
#### 2.2.4 Résultats et discussion

Les données des 5 datations U/Pb effectuées sur la rhyolite du Naranjo ainsi que les âges obtenus de différents rapports sont présentés dans les figures 2.12, 2.13, 2.14 et les tableaux 2.1 et 2.2. Le diagramme de la moyenne pondérée (figure 2.12) et le “diagramme concordia” de la moyenne pondérée (figure 2.13) des âges provenant du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  donne un âge de  $89.06 \pm 0.12$  Ma. Un deuxième “diagramme concordia” du rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  provenant de la régression linéaire que l'on a forcé à 0Ma donne un âge de  $106.3 \pm 7.6$  Ma (figure 2.14). Sur ce dernier le MSWD de 6 démontre qu'il s'agit d'un mauvais choix. Donc comme dans la plupart des cas pour les âges jeunes, le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  est plus fiable, donnant un âge de  $89.06 \pm 0.12$  Ma pour la rhyolite du Naranjo. L'âge obtenu de cette rhyolite est comparable avec l'âge à  $81.2 \pm 8.2$  Ma par  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mentionné dans les travaux de Lewis *et al.* (1991) sur un échantillon de dacite de la région de Restauración. Cette nouvelle datation ici présentée est plus précise que l'âge de  $89 \pm 13$  Ma obtenue par  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur une rhyodacite porphyrique à Hornblende et plagioclase du secteur de Restauración par Stein *et al.* (2004). Cet âge contemporain de la minéralisation aurifère permet d'établir un contrôle chronostratigraphique à l'échelle du district de Restauración-La Miel.

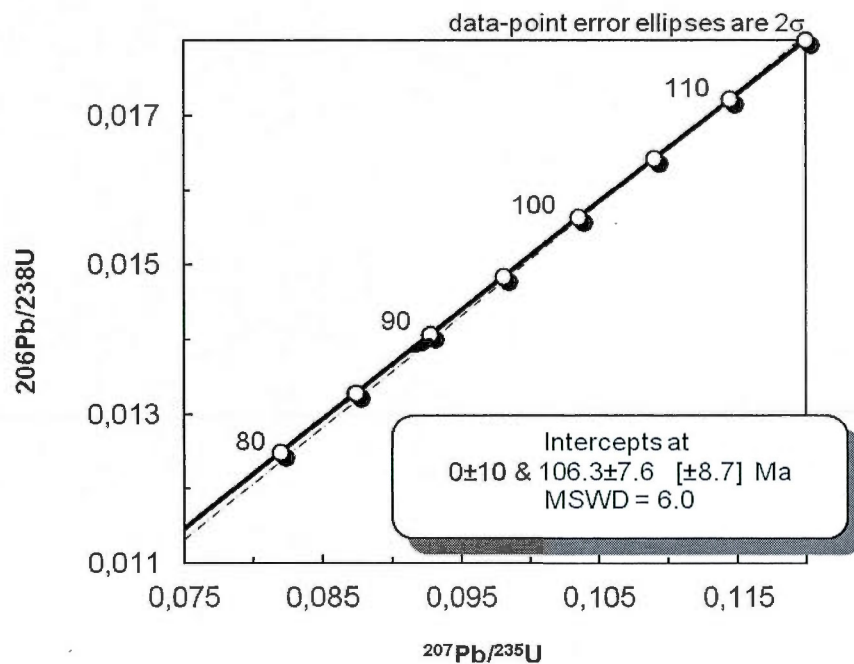




**Figure 2.12** Diagramme de la moyenne pondérée des âges provenant du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .



**Figure 2.13** Diagramme concordia de la moyenne pondérée des âges provenant du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .



**Figure 2.14** Diagramme concordia avec un âge provenant de la régression linéaire forcée à 0 Ma du rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

**Tableau 2.1**  
Données de datation U/Pb de la rhyolite du Naranjo

Num.	Description	Poids	U	Pbrad	Pbcom	Th/U	U <sub>fr.</sub>	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 s
		(mg)	(ppm)	(ppm)	(pg)					%		%		%
1	15 zr	0,0150	394	5	3,8	0,221	0,22	1390	0,0139	0,15	0,093	0,18	0,04822	0,08
2	10 zr	0,0120	271	4	3,1	0,278	0,14	933	0,0139	0,16	0,092	0,24	0,04804	0,16
3	16 zr	0,0180	232	3	5,7	0,269	0,17	662	0,0139	0,17	0,092	0,29	0,04803	0,23
4	25 zr	0,0210	404	6	3,3	0,325	0,13	2476	0,0139	0,16	0,093	0,18	0,04821	0,08
5	20 zr	0,0180	273	4	3,1	0,315	0,16	1436	0,0139	0,14	0,092	0,18	0,04799	0,09

**Tableau 2.2**  
Âges obtenus par datation U/Pb de la rhyolite du Naranjo.

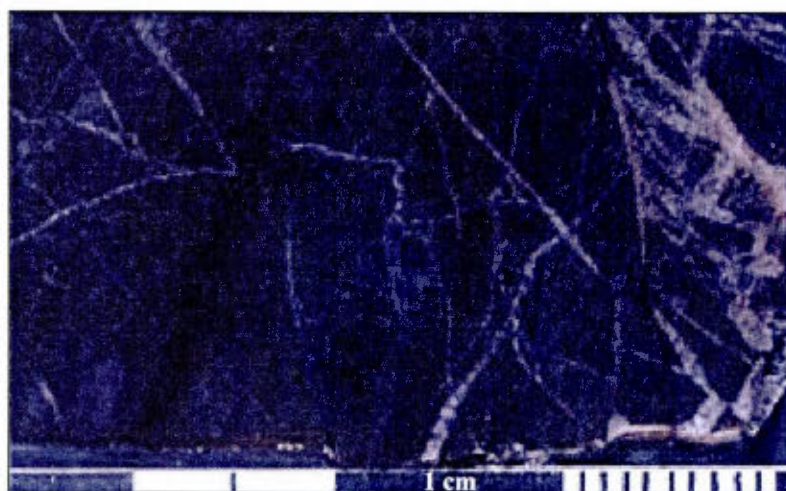
Num.	206Pb/238U	2 s	207Pb/235U	2 s	207Pb/206Pb	2 s	Disc.	r
	Âge (Ma)		Âge (Ma)		Age (Ma)			
1	89,1	0,3	89,8	0,3	110,2	1,9	19,3	0,90
2	89,2	0,3	89,7	0,4	101,3	3,9	12,0	0,73
3	88,9	0,3	89,4	0,5	100,8	5,4	11,9	0,61
4	89,1	0,3	89,9	0,3	109,8	1,9	19,0	0,89
5	89,0	0,3	89,3	0,3	98,7	2,2	9,9	0,87

### 2.3 Marne

Les marnes ont été reconnus et décrits par Lewis *et al.* (1991) comme étant mudstone calcaireux, rougeâtre à violacé. Ce niveau repère fait partie de l'unité de Bois de Laurence qui est compris à la base de la Formation de Trois-Rivières (Boisson, 1987; Lewis *et al.*, 1991, Stein *et al.*, 2004). La stratigraphie et les conditions de dépôt de cette unité ont été décrites par Boisson (1987). Selon l'auteur, la Formation de Bois de Laurence repose conformément sur le Tireo et présente des intercalations avec la partie supérieure des unités volcaniques du Tireo. Les conditions de dépôt pour les micrites suggèrent un environnement pélagique dans un bassin tranquille. Les cherts et les arkoses proviendraient eux, d'un apport important de matériel volcanique provenant du relief volcanique voisin de la Formation du Tireo (Boisson, 1987). Un résumé des datations effectuées dans le secteur de l'unité Laurence par Boisson (1987) et Lewis *et al.* (1991) sont résumés dans les travaux de Stein *et al.* (2004). Ces datations donnent un âge Campanian-Maastrichian. Cet âge est légèrement plus jeune que l'âge obtenu sur la rhyolite du Naranjo. Cette unité affleure au sud du district et forme une bande étroite tracée de Lomita Pina jusqu'à Rosso (figure 2.8). Les marnes sont un bon marqueur stratigraphique car ils ne sont pas affectés par l'altération



supergène, sont bien répandus et se suivent sur de grandes distances. Cette unité s'identifie facilement car elle réagit à l'acide chloridrique. La roche est composée de 20 % de calcite qui constitue le ciment de particules tuffacées de composition rhyolitique, andésitique et basaltique. La couleur de cette unité varie de rougeâtre à violacée à localement verdâtre (figure 2.15).



**Figure 2.15** Marne rougeâtre recoupée de veinules de calcite du forage JB-07 de la zone de Juan del Bosque.

La cartographie du niveau-repère révèle que les marnes rougeâtres passent à des basaltes ainsi qu'à des tufs accréionnaires à lapillis (localité 3, figure 2.2). Cette unité forme des bancs de 5 à 30 cm d'épaisseur à grain fin. La couleur rougeâtre des marnes témoigne que durant la sédimentation, le ciment calcaireux enrobe des particules tufacées provenant du tuf accréionnaire à lapillis ou des basaltes. De leur côté, les marnes de couleur verdâtre passent à des niveaux siliceux rhyolitiques. Le long du chemin de Rancho Pedro (225 419E/ 2 133 760N), les marnes de couleur verdâtre passent à des grès à glauconite (localité 4, figure 2.2). Ce minéral indique un environnement de dépôt sous faible tranche d'eau. Basé sur les travaux de

cartographie de détail effectués sur la coupe du Rio Neita, nous estimons que la puissance des marne est de 115m et qu'il passent à des grès volcaniques andésitiques, puis finalement à des grès verts, des siltstones et des mudstones de type flyschique.

#### **2.4 Andésite volcanoclastique et grès volcanique**

Des horizons de composition andésitique ont été largement cartographiés au nord en bordure de dômes dacitiques jusqu'au domaine flyschique au sud. L'unité est généralement située dans les zones topographiquement basses. Cette unité andésique présente des variations latérales de faciès. D'abord massif, ce faciès passe latéralement à des volcanoclastiques conglomératiques puis à des grès volcaniques verts, des siltstones puis finalement vers des mudstones. A l'œil nu, la lave massive est d'apparence mélanocrate et prend une couleur vert foncé. Elle contient peu de phénocristaux de quartz (<2%). Elle présente des porphyres subautomorphes de feldspath blanchâtre (5 et 15%), des cristaux de hornblende (5-10%) aciculaire altéré en chlorite, de la magnétite disséminée dans une matrice microcristalline mafique de même composition (figure 2.16).



**Figure 2.16** Andésite massive de la zone de Los Candelones.

On note que l'altération présente dans cette unité est faible et caractérisée par la paragenèse propylitique avec chlorite et calcite. Cette unité contient de la magnétite disséminée et se distingue sur le relevé géophysique magnétique par une anomalie positive homogène très forte. Ce faciès d'andésite massive est retrouvé dans la majorité des prospects, à proximité des zones aurifères. Sur le gîte de Lomita Pina, le faciès d'andésite massif a été intercepté dans le forage LP-07 et se trouve verticalement au-dessus de la zone minéralisée. Or, à Los Candelones, le faciès d'andésite massif, retrouvé dans le forage DC-46, est situé sous la minéralisation et passe latéralement vers l'est à un faciès conglomératique observé dans le ruisseau Arroyo Tiroli (217 144 E / 2 131 367N).

Le faciès conglomératique est caractérisé par une roche de couleur vert foncé, fragmentaire avec des clastes subarrondis, polygéniques, de taille variant entre 3 cm et 50 cm, de composition généralement mafique dans une matrice vert foncé à grain fin (figure 2.17). Cette unité est peu stratifiée et forme des accumulations de puissance considérable. Un tel exemple de puissance a été observé dans le forage DC-



136 (216 966E/ 2 130 884N) où le faciès d'andésite conglomératique forme un horizon de plus de 300m d'épaisseur.

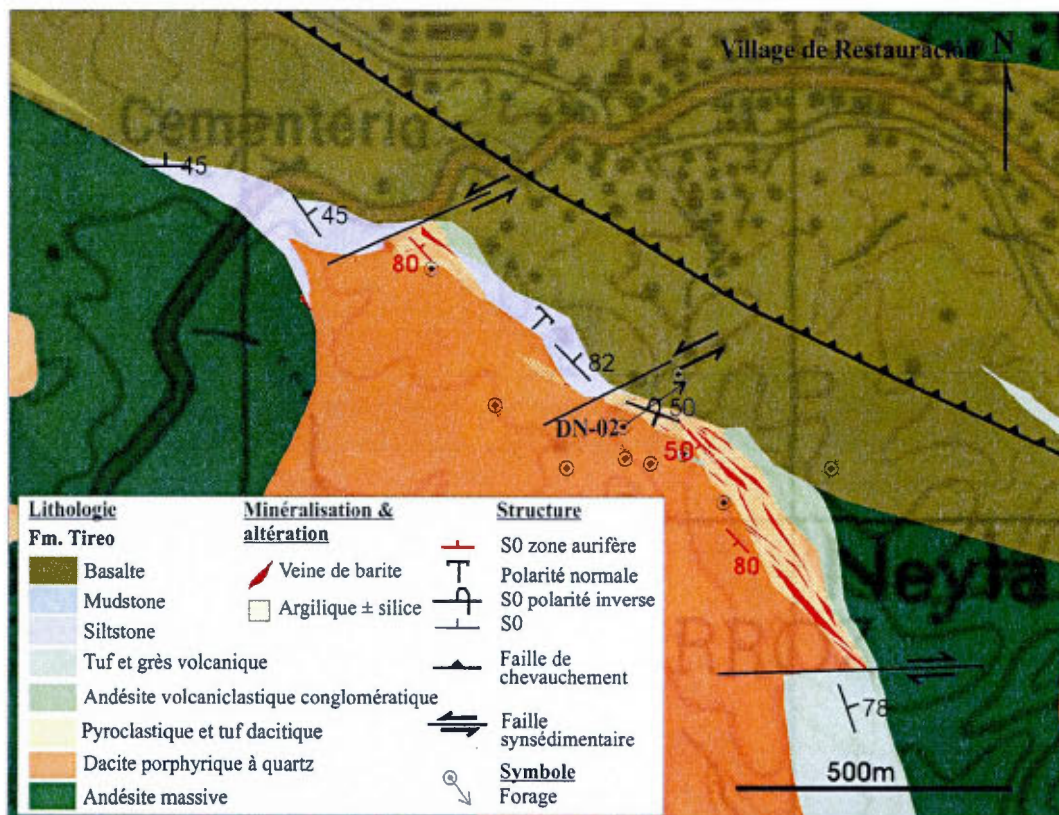


**Figure 2.17** Andésite volcanisclastique conglomératique avec localement des clastes felsiques à texture d'écoulement laminaire du forage DC-136 au sud de Los Candelones.

Latéralement cet horizon grossier passe à des faciès volcaniques plus fins. Un tel exemple de variation latérale de faciès s'observe dans la zone de Noisy où les faciès andésitiques conglomératiques passent verticalement à des siltstones, des grès volcaniques puis des basaltes. Des polarités stratigraphiques par granoclassement, observées dans le forage DN-02 et en tranchées, montrent que ces séquences sédimentaires reposent sur la zone minéralisée de Noisy. Cette zone aurifère est affectée par des failles. De part et d'autre de ces failles, on observe des variations faciès sédimentaires et des variations de puissances. À la base des failles, on retrouve des faciès conglomératiques andésitiques. L'accumulation de ces séquences de



couverture semble donc contrôlée par des failles normales synsédimentaires (figure 2.18).



**Figure 2.18** Carte géologique de Noisy montrant les variations latérales de faciès lithologique en relation avec des failles synsédimentaires.

## 2.5 Flysch

Les flysch peuvent être considérés comme un horizon repère en soi. Ces roches appartiennent à l'unité d'Aguamite de la Formation de Trois-Rivières. Il est important de mentionner que selon notre approche de stratigraphie séquentielle, cette unité correspond à une variation latérale de faciès des andésites volcanoclastiques et grès volcanique décrits plus haut. Un exemple de ceci est exposé dans la portion sud du district, le long du chemin entre le village de Cruz de Cabrera jusqu'à Guajayajuco, où on observe un passage graduel du nord au sud entre les grès verts volcaniques, à des siltstones verts puis finalement à des faciès turbiditiques beige verdâtre. Il existe donc un passage graduel entre les grès volcaniques du Tiroo et les flyschs de Trois-Rivières. Les flyschs sont constitués de dépôts cycliques caractérisés par une roche à grain très fin, finement stratifiée, de couleur généralement gris brunâtre en cassure fraîche et beige clair en surface altérée (figure 2.19). Ils sont composés par des mudslates et des siltslates, interstratifiés déposés dans un environnement marin profond. Le faciès de flysch est caractérisé par des lits entrecroisés, du granoclassement et des figures de charge (figure 2.20).





**Figure 2.19** Affleurement de mudslate et siltslate flyschiques au ouest du village de Tiroli (214852E / 2128940N).



**Figure 2.20** Mudslate turbiditique avec figures de charge et de granoclasement en polarité normale, Rio Libón (216440E/ 2129716N).

Des observations en lames minces par Stein *et al.* (2004) révèlent qu'à l'intérieur de la Formation de Trois-Rivières, de minces niveaux d'arénite et de calcarénite présentent des clastes abondants, généralement subanguleux à anguleux, provenant de

matériel volcanique (composé de fragments de feldspath et clastes de lave mafique). La Formation de Trois-Rivières émane donc de l'apport de matériels volcaniques importants provenant de l'érosion des reliefs volcaniques de la Formation de Tiro au nord. Les faciès flyschiques représentent donc des dépôts distaux, qui dominent la portion sud du district. Les flysch s'identifient facilement sur le levé géophysique aéroporté par une anomalie magnétique négative et une résistivité fortement négative. De plus, Stein *et al.* (2004), souligne que cette unité se distingue facilement par une forte anomalie positive du thorium et du potassium. Ceci permet donc de tracer aisément cette unité repère à l'échelle régionale.

## 2.5 Trachyte

Nos récents travaux de cartographie ont permis de reconnaître une nouvelle lithologie dans le secteur de Los Candelones et de Lomita Pina. Au départ, cette unité a suscité plusieurs interrogations quant à son origine. Cette roche de couleur noire à localement rouge bourgogne présente des cristaux aciculaires dans une matrice aphanitique et hautement magnétique (figure 2.21). À la suite d'un test de coloration au cobaltinitrite de plusieurs échantillons, le potassium des feldspath-K réagit positivement avec le cobaltinitrite et laisse un résidu jaune ce qui indique que cette roche est composée quasi exclusivement de feldspath potassique (figure 2.22). En affleurement, cette roche présente des structures de joints columnaires (figure 2.25c). Une analyse thématique de roches en surface indique une composition riche en potassium (figure 2.23). Quoique ces données soient semi-quantitative et qu'une analyse géochimique doit être effectuée pour s'en assurer, ces observations préliminaires suggèrent qu'il s'agit d'une roche de composition trachytique. Cette roche nouvellement reconnue dans le secteur du gîte de Lomita Pina, correspondant à une nouvelle lithologie pour le district de Restauración-La Miel.

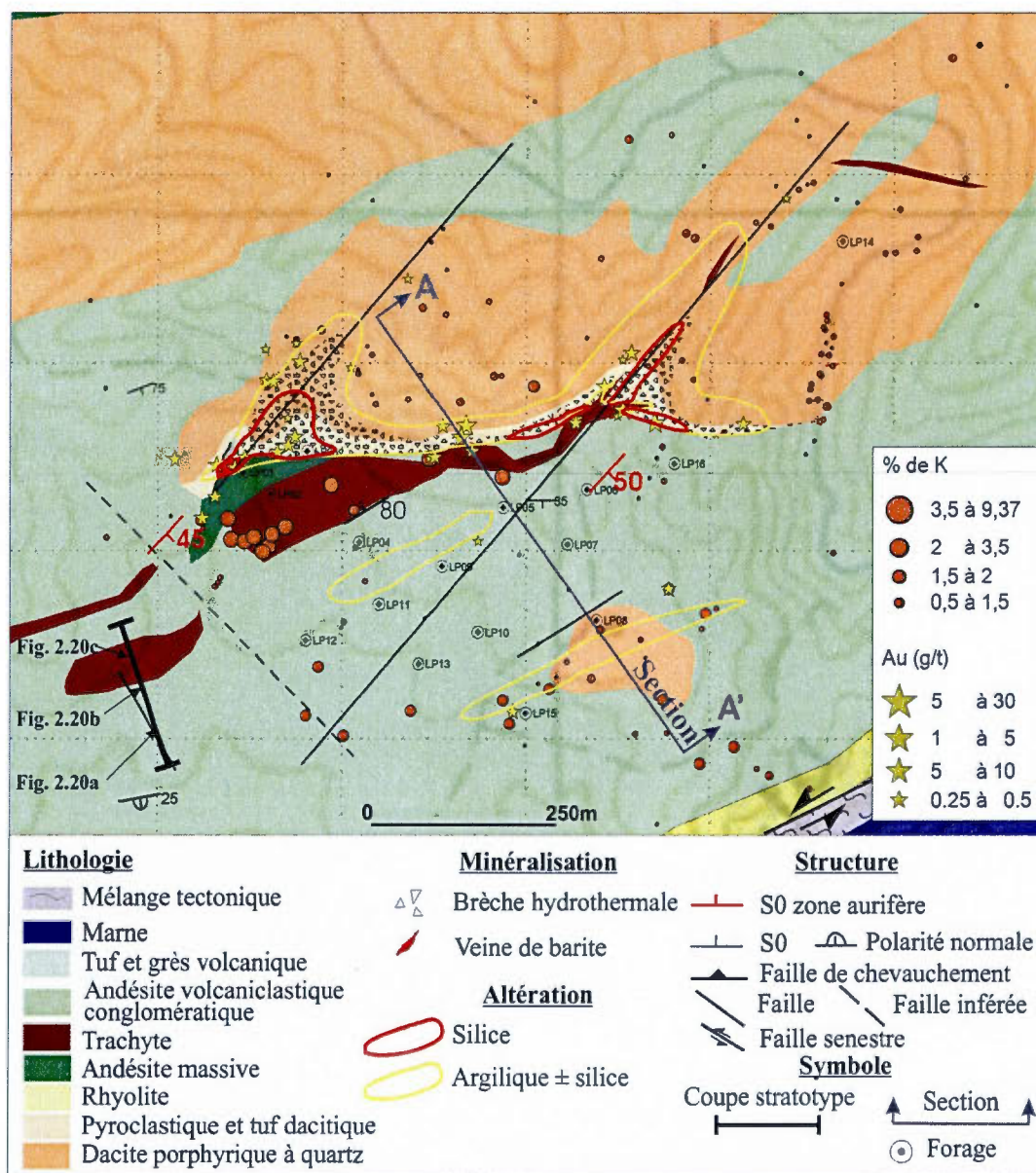




**Figure 2.21** Dyke de trachyte du forage LP-07.



**Figure 2.22** Échantillons de trachyte du forage LP-07 et LP-05 soulignés par la coloration cobaltinitrite.



**Figure 2.23** Carte du gîte épithermal de Lomita Pina avec analyse thématique du potassium et de l'or sur échantillons de roches choisis en surface, en relation spatiale avec la trachyte.

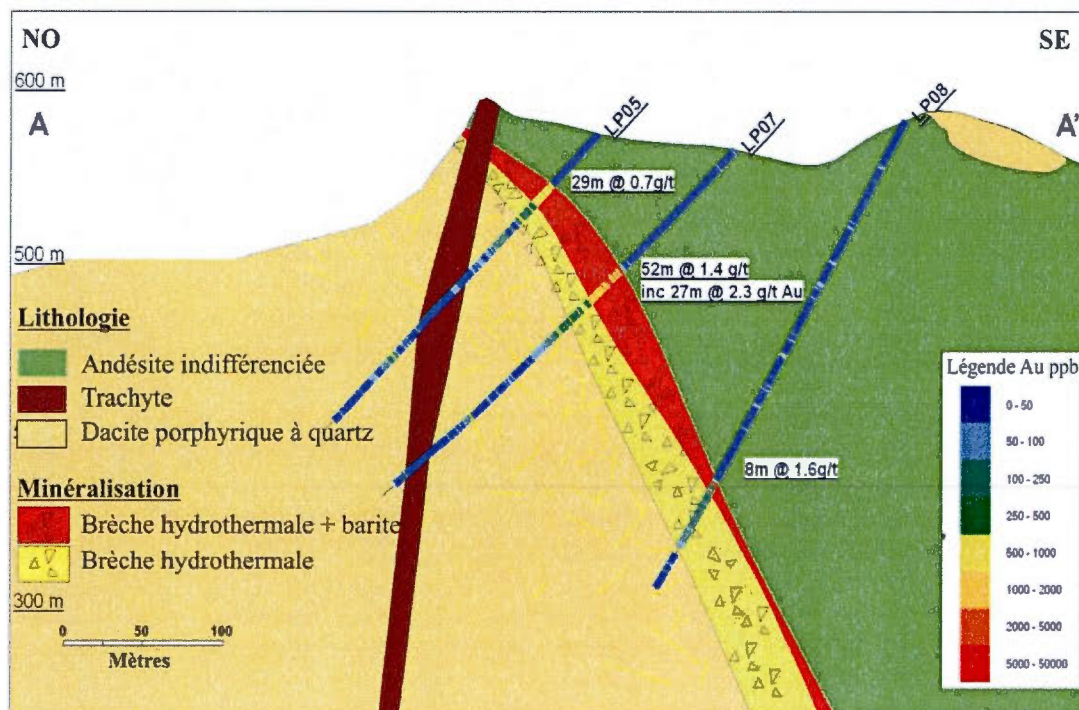
L'unité de trachyte est facile à cartographier car elle forme une crête en relief positif et étroite. Elle se distingue selon les critères qui suivent : en cassure fraîche, elle est de couleur beige, fréquemment magnétique et aphanitique avec moins de 5% de



porphyre de feldspath-K. Localement la trachyte présente des traces de porphyres aciculaires de pyroxène. En lame mince, la trachyte est aphanitique avec du verre volcanique.

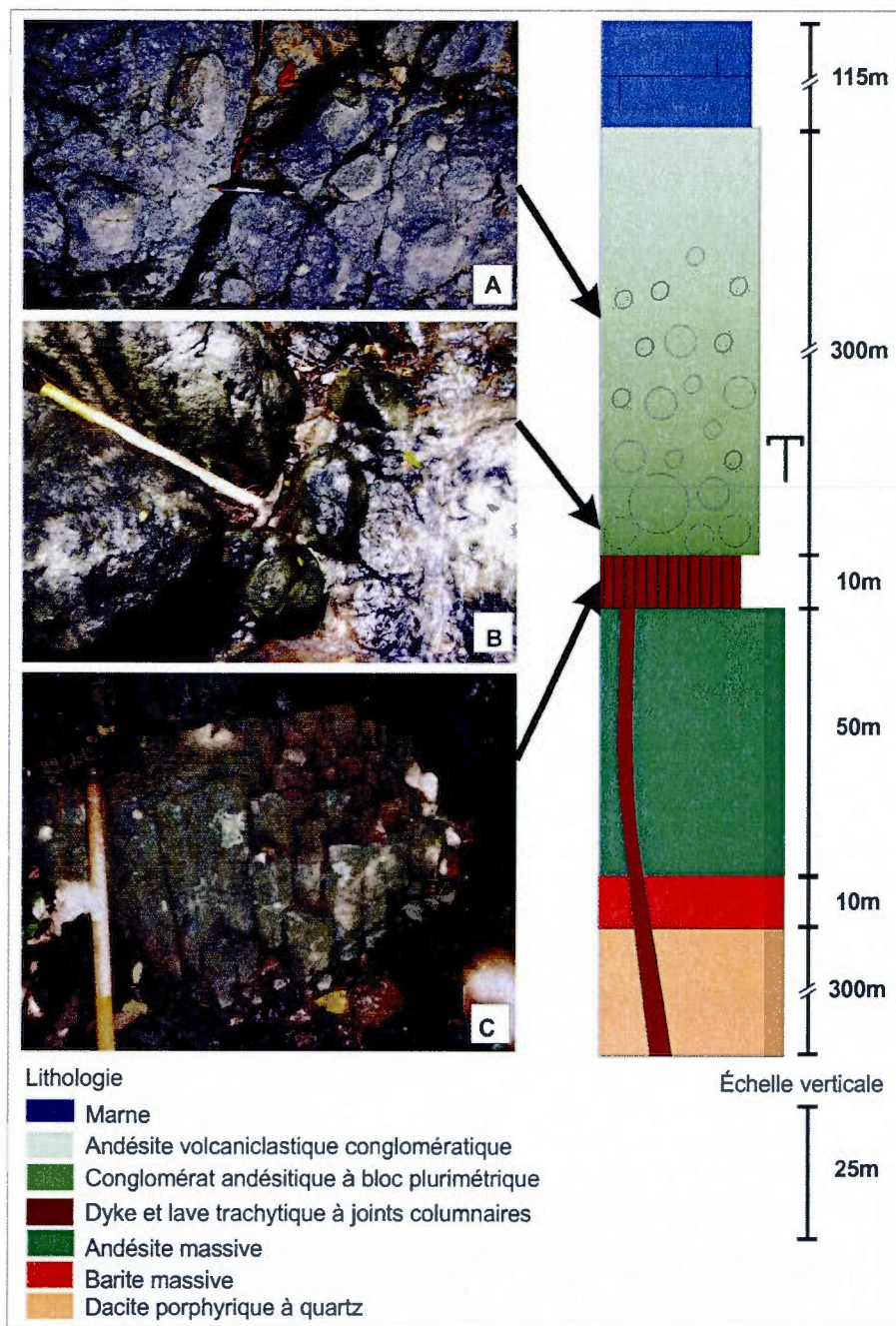
Une cartographie détaillée de cette unité-repère a été entreprise entre Lomita Pina et Los Candelones afin de procurer des informations supplémentaires quant à sa position structurale par rapport à la minéralisation. Deux modes de présentation ont été reconnus pour l'unité de trachyte, soit un faciès intrusif de dyke et son équivalent extrusif de coulée à joints columnaires. Ce dyke est orienté est-nord-est, subvertical et fortement penté vers le nord (figure 2.24). Ce dyke fait un maximum de 30m d'épaisseur et a été tracé sur 2.2km entre Lomita Pina et Los Candelones. À petite échelle, le dyke présente un patron de distribution en zig zag contrôlé par des failles conjuguées (figure 1.9 et 2.23). En forage, le dyke est en contact franc avec l'encaissant, soit une dacite porphyrique fortement affectée par l'altération hydrothermale. De plus, il présente des fractures avec remplissage de calcite et zoïsite. Les observations faites en affleurement ainsi que les interprétations faites à partir de sections de forage indiquent clairement que ce dyke ne présente aucune altération hydrothermale et recoupe clairement la minéralisation aurifère de Lomita Pina (figure 2.24).





**Figure 2.24** Section de forage A – A', regardant vers le nord-est, du gîte de Lomita Pina avec intervalle aurifère en forage.

Pour ce qui est du faciès de laves à joints colonnaires, une coupe stratotype (figure 2.25) au sud-ouest de la zone aurifère de Lomita Pina (entre 218 462E/ 2 131 605N et 218 463E/ 2 131 555N) expose bien les relations stratigraphiques entre les différentes unités. Au sommet stratigraphique, on observe une andésite volcanoclastique conglomératique, dont la taille des clastes est essentiellement centimétrique (figure 2.25a), et repose sur un conglomérat andésitique à bloc plurimétrique (figure 2.25b). Le conglomérat à bloc repose stratigraphiquement au-dessus d'une lave trachytique à joints colonnaires (figure 2.25c). Cette lave trachytique est stratigraphiquement située au-dessus d'une andésite massive qui repose sur la minéralisation.



**Figure 2.25** Coupe stratigraphique de Lomita Pina. A- Affleurement d'andésite volcanoclastique conglomératique. B- Affleurement de conglomérat andésitique à bloc plurimétrique. C- Affleurement de lave trachytique à joints colonnaires.



À cet endroit la lave trachytique présente une épaisseur d'au moins 30m. La base de la lave présente une texture caractéristique à écoulement laminaire. La lave trachytique repose stratigraphiquement au-dessus de la zone d'altération argilique aurifère dans la dacite (figure 2.25). Quoique la trachyte ne présente pas d'altération hydrothermale, elle présente une relation spatiale étroite avec la minéralisation aurifère de Lomita Pina (figures 2.23, 2.24 et 2.25).

## 2.6. Interprétation

L'établissement des horizons-repères stratigraphiques, suivant une stratigraphie séquentielle, permet de mettre en relation les variations latérales des faciès lithologiques et plus spécifiquement leurs variations de granulométrie et de puissance du nord vers le sud. Par ailleurs, le suivi de ces horizons-repères permet de mettre en lumière des variations compositionnelles. Le passage graduel des rhyolites à des pyroclastiques à matrice mafique ou encore à des marnes vertes est un bon exemple de variation du nord vers le sud. Au nord, on retrouve davantage de faciès volcanoclastiques andésitiques grossiers passant latéralement vers le sud à des faciès volcano-sédimentaires représentés par les grès verts, puis plus au sud à des faciès sédimentaires à grain plus fin soit les flyschs déposés dans un bassin d'eau profonde. Donc, du nord au sud, les faciès volcano-sédimentaires d'arc volcanique du Tiroo sont donc interdigités avec les faciès marneux de la Formation de Bois de Laurence qui eux le sont avec les faciès sédimentaires de la Formation de Trois-Rivières (figure 2.2).

Nous avons mentionné que les marnes et les rhyolites sont spatialement associées aux zones minéralisées. Cette relation spatiale avec la minéralisation aurifère du district de Restauración-La Miel, suggère un environnement de dépôt d'arc volcanique où l'activité hydrothermale était située sous une faible tranche d'eau. Selon Nelson *et al.*

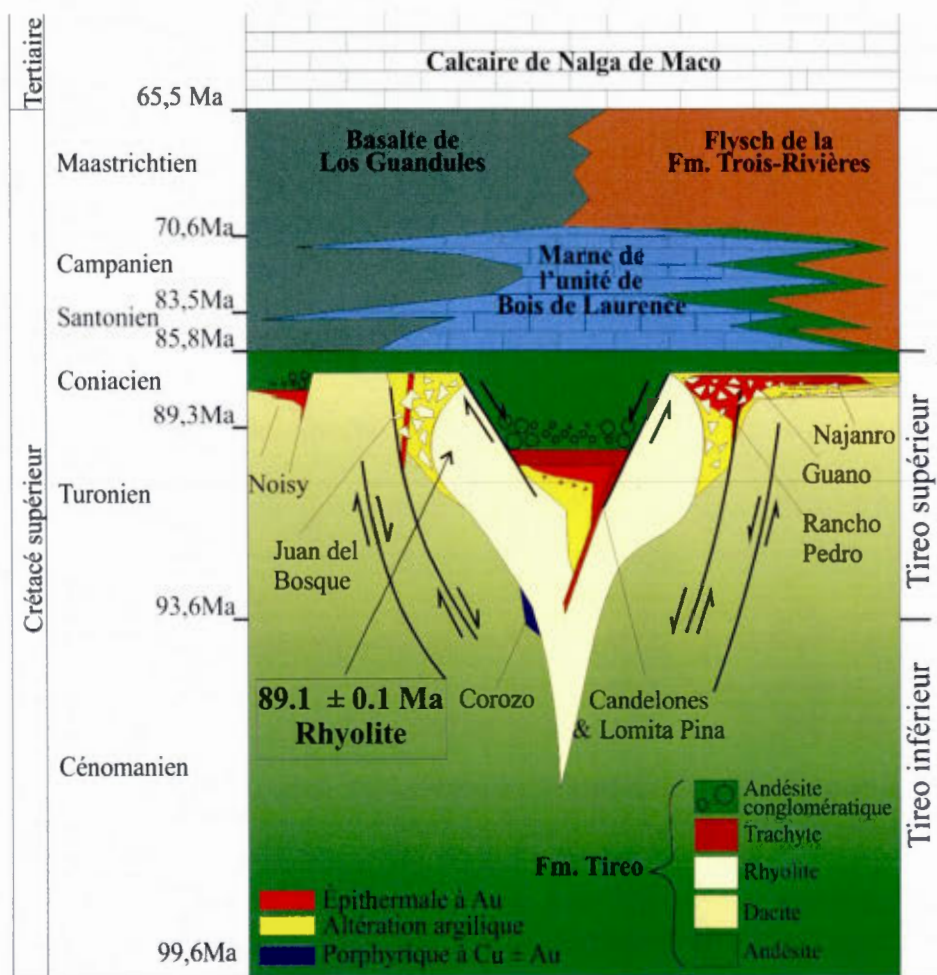
(2011) une telle relation a été observée à Pueblo Viejo où la minéralisation aurifère est contemporaine des dômes, qui eux sont aussi contemporains de l'accumulation des dépôts sédimentaires épiclastiques carbonatés. Le gisement de Pueblo Viejo a fait l'objet de plusieurs débats en ce qui concerne son origine. Nelson (2000) l'interprète comme étant un gisement épithermal déposé sous faible tranche d'eau dans un champ de dômes volcaniques d'âge Crétacé, alors que d'autres (Hannington, 1993, Hannington *et al.*, 1999; Sillitoe *et al.*, 1996) décrivent Pueblo Viejo comme un gisement sulfure massif volcanogène épithermal acide. Selon Nelson *et al.* (2011) le gisement de Pueblo Viejo s'est formé dans un environnement d'extension et est mieux décrit comme étant un dépôt hybride d'un épithermal et d'un sulfure massif volcanogène. Ceci implique qu'il s'est formé sous faible tranche d'eau. Un autre contexte similaire a été décrit à Eskay Creek, un gisement polymétallique riche en Au-Ag, situé au nord-ouest de la Colombie Britannique, Canada. La minéralisation à Eskay Creek est considérée par Sherlock *et al.* (1999) comme s'étant formée sur, ou près, du plancher océanique dans un environnement sous faible tranche d'eau, par l'ébullition des fluides qui représentent un mécanisme permettant la précipitation de l'or et de l'argent. Dans le district de Restauración-La Miel, les dômes de rhyolites et les marnes sont donc des horizons-clés qui contrôlent la distribution des gîtes d'or épithermaux à l'échelle du district. Ces dômes témoignent d'un flux de chaleur élevée qui pourrait permettre la circulation de fluide minéralisateur et les marnes pourraient agir tout simplement de « cap rock » imperméable aux fluides minéralisateurs. Or, si les marnes sont considérés comme plus jeunes que les rhyolites, la présence des marnes permet et indique la préservation à l'érosion des gîtes aurifères.

Les horizons repères chronostratigraphiques ont été établis afin d'établir la chronologie de la déformation. Mentionnons, qu' Escuder Viruete *et al.* (2006) décrit une déformation en décrochement formant des structures en transtention au Crétacé supérieur (figure 3.11). Cette déformation correspond au même âge que la rhyolite de Naranjo pénécontemporaine de la minéralisation. Ce contexte structural particulier



crée de l'extension crustale, de la subsidence et des bassins de transtention mieux connus dans la littérature sous le nom de bassins « pull-apart » (Sylvester, 1988). Les unités qui reposent au-dessus de la minéralisation, telles que les laves trachytiques associées à des dykes et d'une puissante accumulation de sédiments conglomératiques andésitiques, représentent un contexte typique d'un volcanisme alcalin dans un environnement tectonique post-minéralisation en extension. Ceci pourrait suggérer que la minéralisation aurifère du district de Restauración-La Miel est structuralement contrôlée par des bassins de type « pull-apart » où la minéralisation épithermale est cachée sous une puissante couverture conglomératique et confinée par des failles marquées par des dykes de trachyte. La trachyte et les conglomérats représentent des marqueurs chronologiques de la déformation et constituent un vecteur utile permettant de trouver des bassins « pull-apart » et de focaliser les travaux d'exploration (figure 2.26).

Il est important de mentionner que dans la Cordillère orientale de la République Dominicaine, Lebron et Perfit (1994) ont reconnu des roches de composition alcaline d'âge Crétacé Supérieur. Selon ces auteurs, l'analyse des éléments traces démontre que la source du magma provient d'un arc volcanique. Le type de roche décrit par Lebron et Perfit (1994) pourrait s'apparenter aux roches ici décrites dans la portion du district de Restauración.



**Figure 2.26** Colonne lithostratigraphique simplifiée des minéralisations épithermales à Au et porphyrique à Cu ± Au du district de Restauración-La Miel.

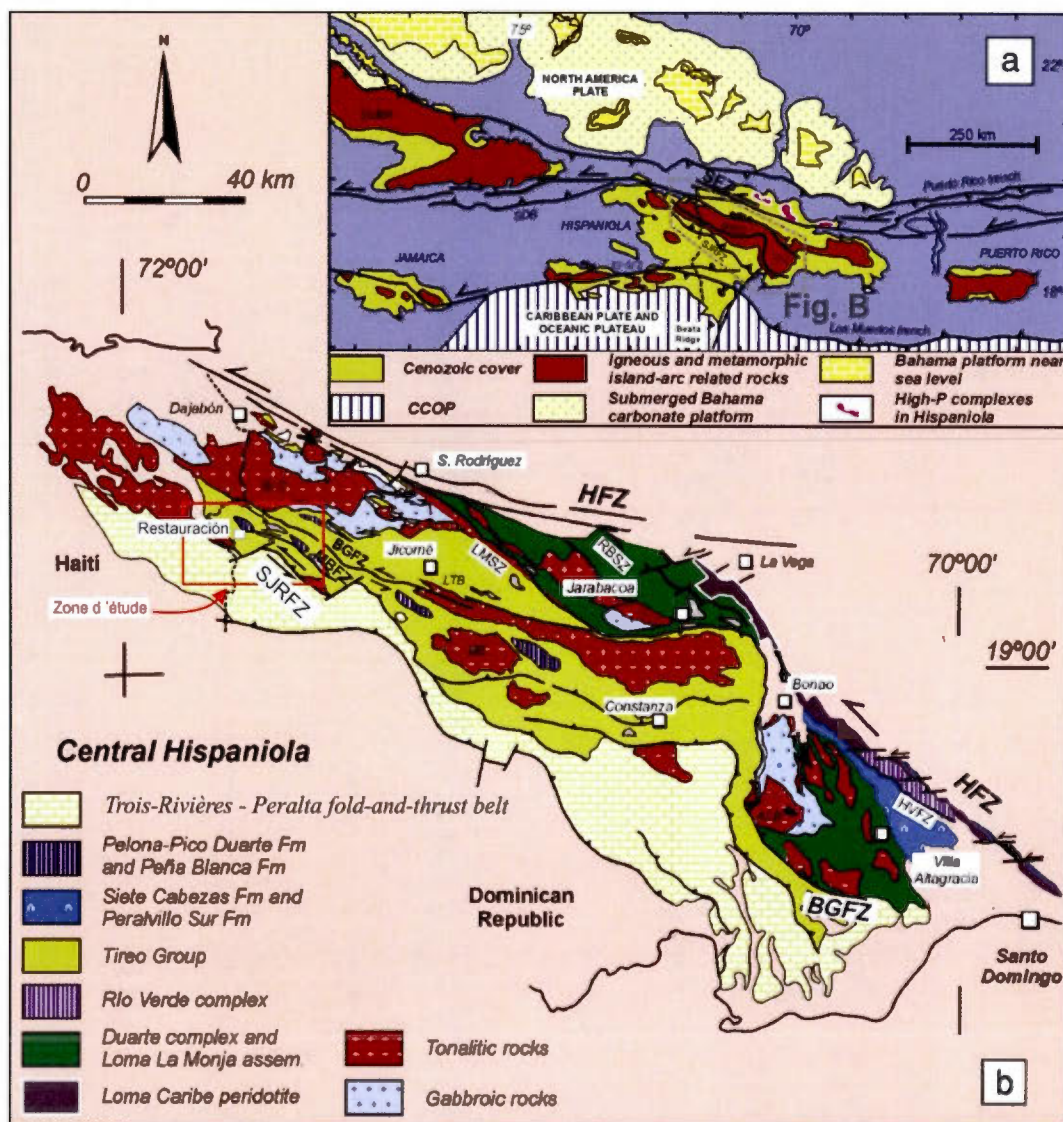
## CHAPITRE III

### VARIATIONS DE STYLE TECTONIQUE LE LONG DE LA ZONE DE FAILLE DE SAN JOSÉ-RESTAURACIÓN

Située sur la marge nord de la plaque des Caraïbes, l'île d'Hispaniola est composée d'un assemblage tectonique, résultant d'une convergence oblique orientée OSO à SO de la plaque nord-américaine, avec l'arc insulaire crétacé des Caraïbes. Cette convergence a commencé à l'Éocène-Miocène inférieur et continue jusqu'à aujourd'hui (Mann *et al.*, 1991). À la suite de la collision Arc-Continent, cette limite s'est largement retrouvée dominée par des déplacements décrochants à caractère senestre. Selon Mann *et al.* (1991), ceci accommode le déplacement vers l'est de la plaque des Caraïbes par rapport à la plaque de l'Amérique du nord (figure 3.1a). La structure de la zone nord-ouest de la Cordillère centrale est caractérisée par des terranes tectoniques agglomérés et juxtaposés selon un réseau de failles subverticales senestres orientées ONO-ESE (Contreras, 2004; Stein *et al.*, 2004; Urien *et al.*, 2004). Ces structures correspondent notamment aux zones de failles d'Hispaniola, de La Meseta, La Guácara, Macutico et de San José-Restauración (figure 3.1b). Au Miocène, les îles en arc du Circum-Caribéen, incluant le Tiroo, chevauchent la ceinture de Trois-Rivières-Peralta. Ce chevauchement est marqué par la faille frontale de San José-Restauración qui sépare le Tiroo du Trois-Rivières, (Hernaiz et Pérez Etaun, 2002) et est illustré à la figure 3.1. Cette zone de failles majeures, tracée sur plus de 280km est définie par Mann *et al.* (1991) comme un grand décrochement

senestre avec localement une composante inverse. Au sud de cette faille, le domaine de Trois-Rivières - Peralta est caractérisé par Hernaiz et Pérez Estaun (2002) comme une ceinture de plis et de failles de chevauchement. Les structures d'imbrication et plis associés montrent une vergence du chevauchement vers le sud. Depuis le Miocène, la tectonique en chevauchement devient progressivement dominée par une tectonique régionale en décrochement (Hernaiz et Pérez Estaun, 2002).



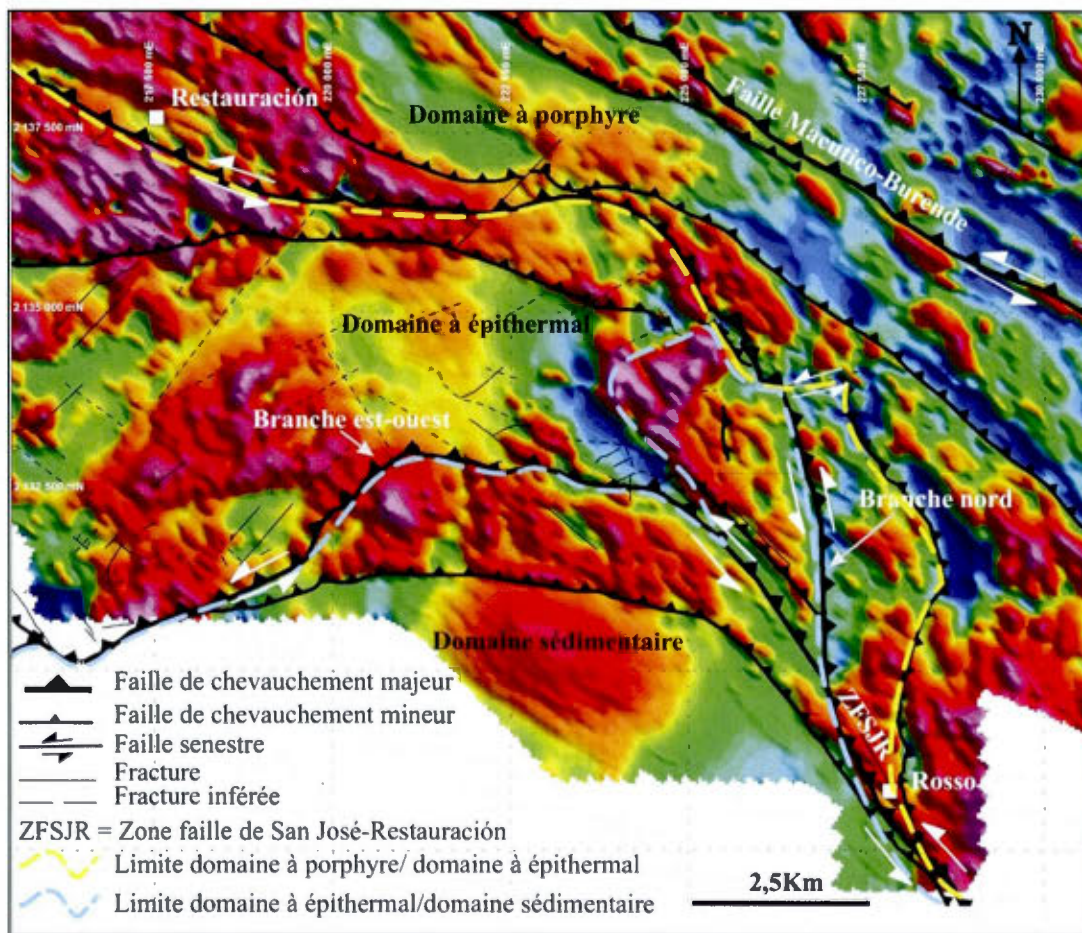


**Figure 3.1** A- Carte de la marge nord-est de la plaque des Caraïbes, modifiée de Mann (1999). B- Carte géologique schématisée de la zone centrale d'Hispaniola. Zone de failles septentrionale (SFZ); zone de failles d'Hispaniola (HFZ); zone de failles de Bonao-La Guácara (BGFZ); zone de failles de San José-Restauración (SJRFZ); zone de failles de Macutico-Burende (MBFZ); zone de failles d'Enriquillo-Plantain Garden (EPGFZ); zone de cisaillements La Meseta (LMSZ); zone de failles et de cisaillements de Río Baiguague (RBSZ) et de Hato Viejo (HVFZ); Loma de Cabrera (LCB); batholite de Loma del Tambor (LTB); batholite de Macutico (MB); batholite de Arroyo Caña (ACB). Modifiée de Escuder Viruete *et al.* (2008).

Antérieurement aux déformations décrites à l'Éocène-Miocène, Escuder Viruete *et al.* (2006) démontre localement une déformation caractérisée par du cisaillement décrochant senestre et des zones de failles qui affectent la Formation de Tireo et les roches plus anciennes de la Cordillère centrale au Crétacé (Coniancien-Santonien jusqu'à Campanien moyen) soit l'intervalle entre 88-74 Ma. Cette déformation forme des structures de transpression et de transtension contemporaines qui pourraient expliquer la discontinuité latérale stratigraphique des unités inférieures et définir la géométrie des bassins durant la sédimentation des unités supérieures (Escuder Viruete *et al.*, 2007). La déformation active durant cette période, décrite par Escuder *et al.* (2006), est située au nord du Batholite de Loma de Cabrera à 25 km au NO de la zone d'étude, le long de la zone de cisaillement de La Meseta (figure 3.1b). Cette faille est caractérisée par une zone de cisaillement ductile senestre parallèle à l'arc. Cette déformation à 88-74Ma est significative dans un contexte métallogénique et structural puisqu'elle coïncide à l'âge de la Rhyolite du Naranjo daté à  $89 \pm 0,1$  Ma, daté dans ce présent mémoire. Escuder *et al.* (2007), propose un modèle tectonique pour la formation et l'évolution des roches volcaniques de la Formation de Tireo, impliquant une subduction orthogonale au Crétacé inférieur (>90 Ma) puis un passage vers une subduction oblique vers le sud-ouest de la croûte proto-caribéenne sous l'arc insulaire primitif d'Hispaniola dans les Caraïbes, au Crétacé supérieur à environ 89 Ma (figure 3.11).

Dans le district de Restauración-La Miel, à la hauteur de Rosso (227 984E / 2128127N), les données aéroportées magnétiques et satellitaires suggèrent que la San José-Restauración se divise en deux branches principales (figure 3.2). La branche nord prolonge sa trajectoire vers le NO passant près du village de Restauración, recoupe et affecte les unités du Tireo. Cette branche divise le domaine porphyrique au nord du domaine épithermal au sud. La branche est-ouest bifurque vers l'ouest et longe le contact entre la Formation de Tireo et la Formation de Trois-Rivières.





**Figure 3.2** Carte structurale superposée sur un relevé magnétique aéroporté (champ total) du district de Restauración-La Miel effectué par la compagnie Unigold Inc. avec la position des différents domaines en relation avec les failles de chevauchement majeur.

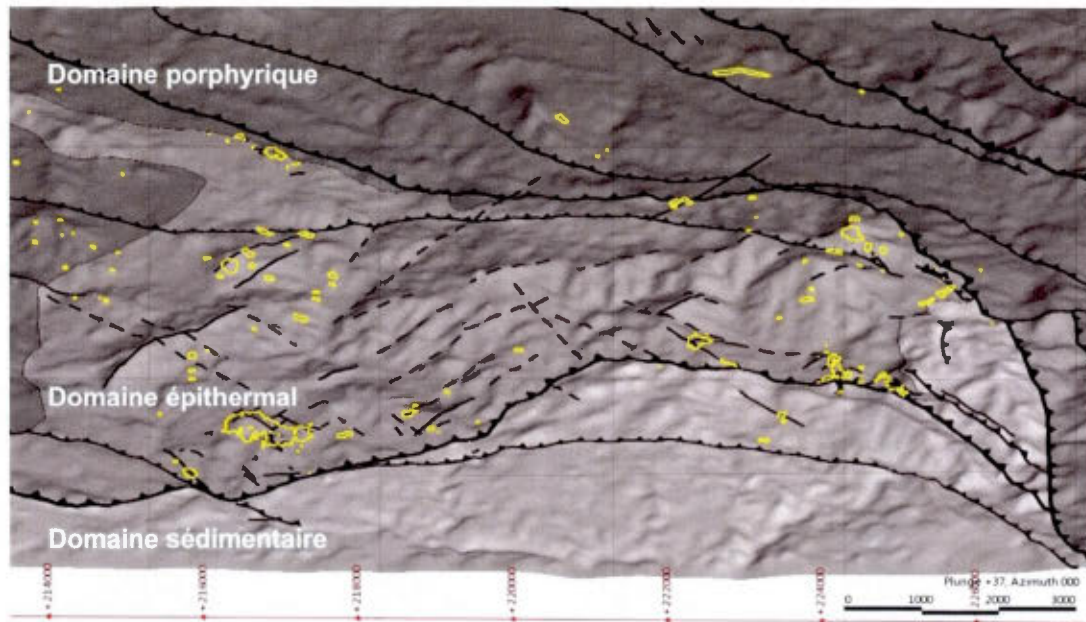
L'analyse structurale présentée dans ce chapitre porte sur les variations structurales le long de la zone de failles de San José-Restauración à la hauteur du district de Restauración-La Miel. Basée sur les relations de recoupement des structures, nous avons établi une chronologie relative des différentes structures cartographiées. Cette approche a permis de définir deux ensembles distincts : des structures pré à syn-minéralisation et des structures post-minéralisation. La minéralisation épithermale est encaissée le long de structures conjuguées pré à syn-minéralisation. Celles-ci sont

reprises par un accident majeur marqué par la zone de failles de San José-Restauración le long de laquelle les plis et les failles sont développés simultanément. Nous discuterons d'abord des structures pré à syn-minéralisation. Par la suite nous nous attardons aux différents styles et types de déformation post-minéralisation soit des plis, des zones de cataclase et zones de mélange tectonique.

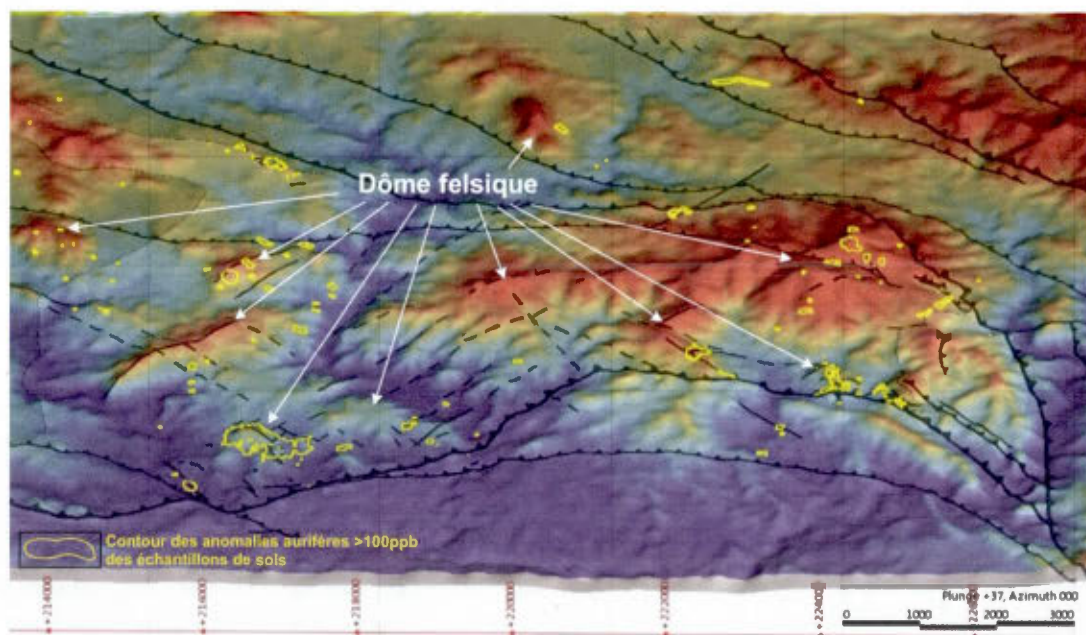
### **3.1 Fractures conjuguées pré à syn-minéralisation**

Les minéralisations épithermales liées au volcanisme obéissent à des contrôles structuraux et volcaniques à plusieurs échelles. À l'échelle d'Hispaniola, la San José-Restauración représente une grande faille qui peut agir comme un drain majeur qui facilite la mise en place des systèmes plutono-volcaniques et les circulations hydrothermales qui leur sont associées. La cartographie des linéaments structuraux sur les images aériennes, satellitaires, topographiques et géophysiques aéroportées montre clairement que ces structures cassantes se développent davantage dans les roches compétentes intermédiaires à felsique telles que les dacites du domaine épithermale (figure 3.3). Ces structures sont bien apparentes sur un modèle numérique de terrain où les hauts sommets topographiques caractérisés par des dômes felsiques sont affectés par des structures cassantes (figure 3.4). Les structures cassantes qui contrôlent la minéralisation aurifère sont localisées préférentiellement en bordure des dômes felsiques. Ce contrôle est souligné par l'alignement des contours d'anomalies aurifères dans les sols, supérieures à 100ppb. De plus, les figures 3.3 et 3.4 illustrent bien que la minéralisation se concentre le long de structures subsidiaires en relation angulaire à la faille majeure de San José-Restauración.



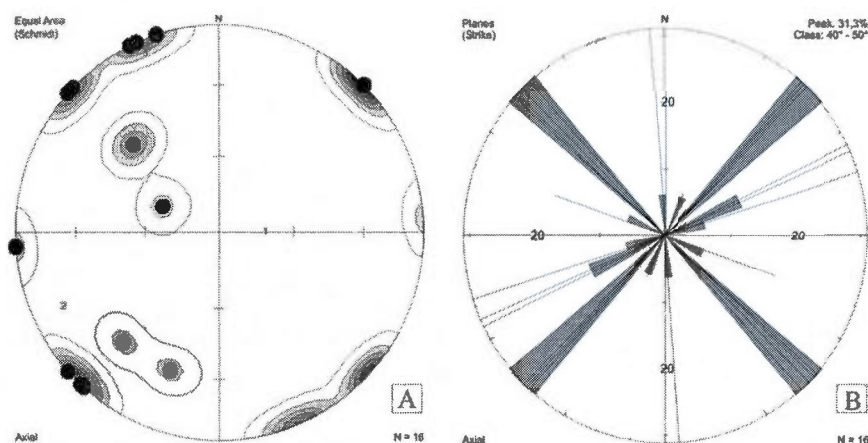


**Figure 3.3** Modèle numérique de terrain avec les structures cartographiées et les anomalies aurifères en relation avec les différents domaines structuraux.



**Figure 3.4** Modèle numérique de terrain montrant différents dômes felsiques en relief positif, les structures cartographiées et les anomalies aurifères.

Ces structures ont fait l'objet d'une cartographie de terrain en détail, en affleurement et en tranchée, ce qui a permis de caractériser et de préciser ces structures. Elles sont marquées par des zones silicifiées avec barite, de 5 à 100 m d'épaisseur, qui se suivent sur plusieurs centaines de mètres, voir jusqu'à un maximum de 1,5 km de longueur. Ces structures cassantes sont fortement pentées et présentent deux orientations préférentielles, soit nord-ouest (moyenne N315E) et nord-est (moyenne N45E) formant un patron de fracture orthogonale conjuguée (figure 3.5). Les structures nord-ouest sont plus larges et se suivent sur de plus grandes distances (typiquement 1,2 km) alors que les structures nord-est sont généralement plus étroites et peu extensives (typiquement 0,6 km).

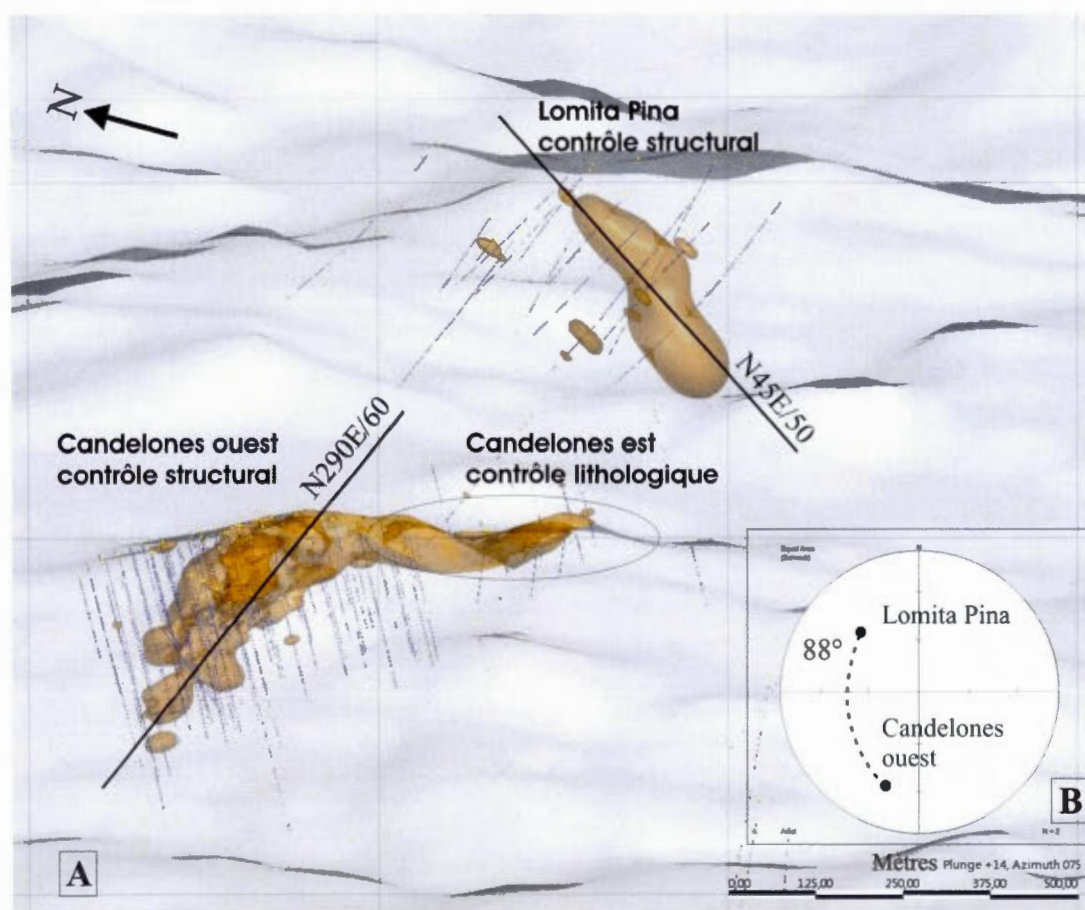


**Figure 3.5** A-Projections stéréographiques des pôles des structures minéralisées du district de Restauración-La Miel. B-Diagramme en rosace des orientations structurales des zones minéralisées du district.

Une relation orthogonale est bien présente entre la structure minéralisée de Los Candelones orientée N290E pentée à 60° vers le nord-est et la structure de Lomita Pina orientée N45E pentée à 50° vers le sud-est. L'angle que forment ces deux structures est de 88° (figure 3.6). Les structures nord-est semblent être davantage propices à la création de zones de dilatation où les fluides hydrothermaux ont pu



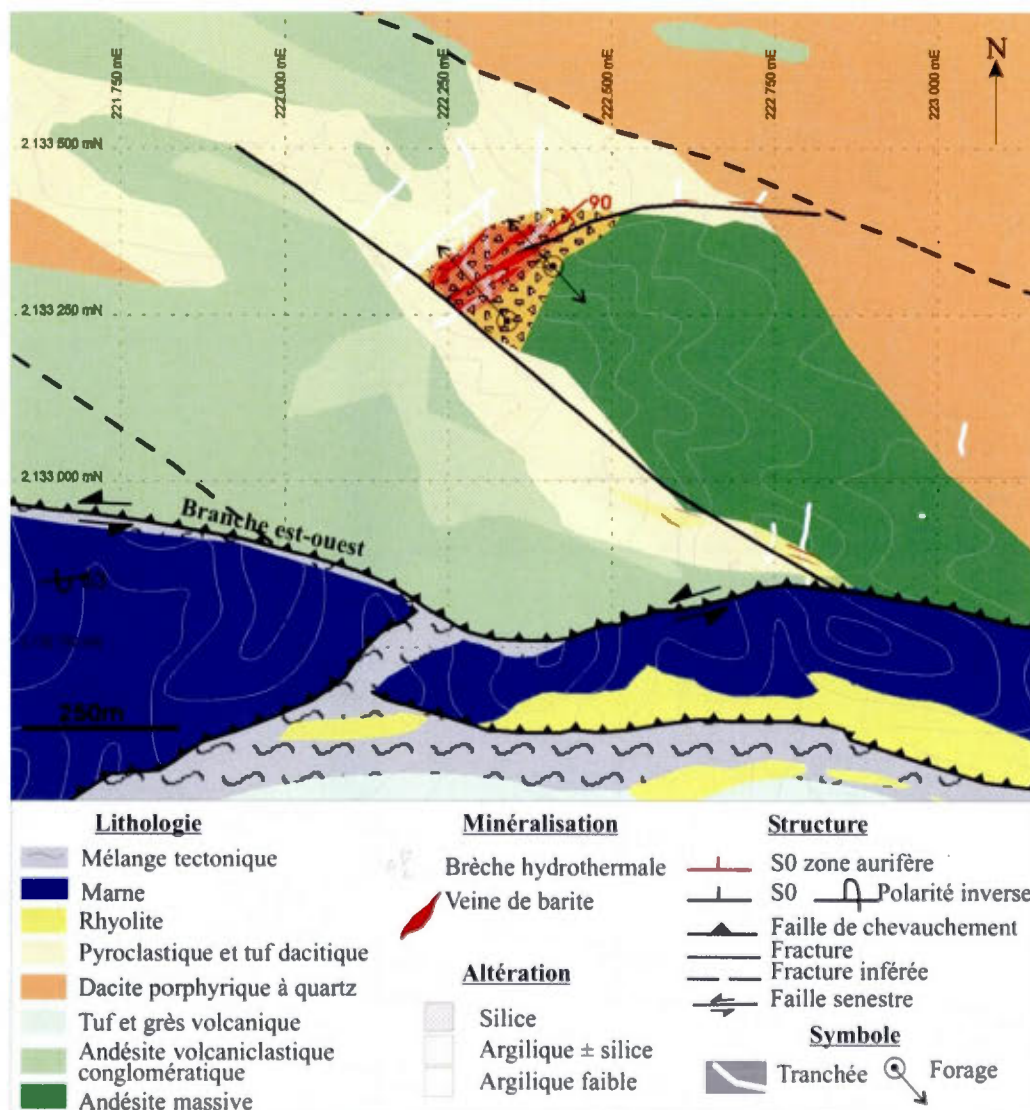
percoler puisqu'ils sont plus riches en silice-barite et présentent des zones de plus haute teneur en or. Par exemple, comparativement à Candelones, le gîte de Lomita Pina orienté NE, présente plutôt des valeurs aurifères supérieures et une continuité des valeurs d'un intervalle à l'autre, tel que démontré sur la figure 3.6. Le gîte de Lomita Pina présente une enveloppe continue des valeurs supérieures à 500ppb d'or alors qu'à Candelones, cette enveloppe est plus discontinue et morcelée.



**Figure 3.6** A-Modélisation 3D des zones minéralisées supérieures à 500ppb de Los Candelones et de Lomita Pina. B-Projections stéréographiques des structures minéralisées.

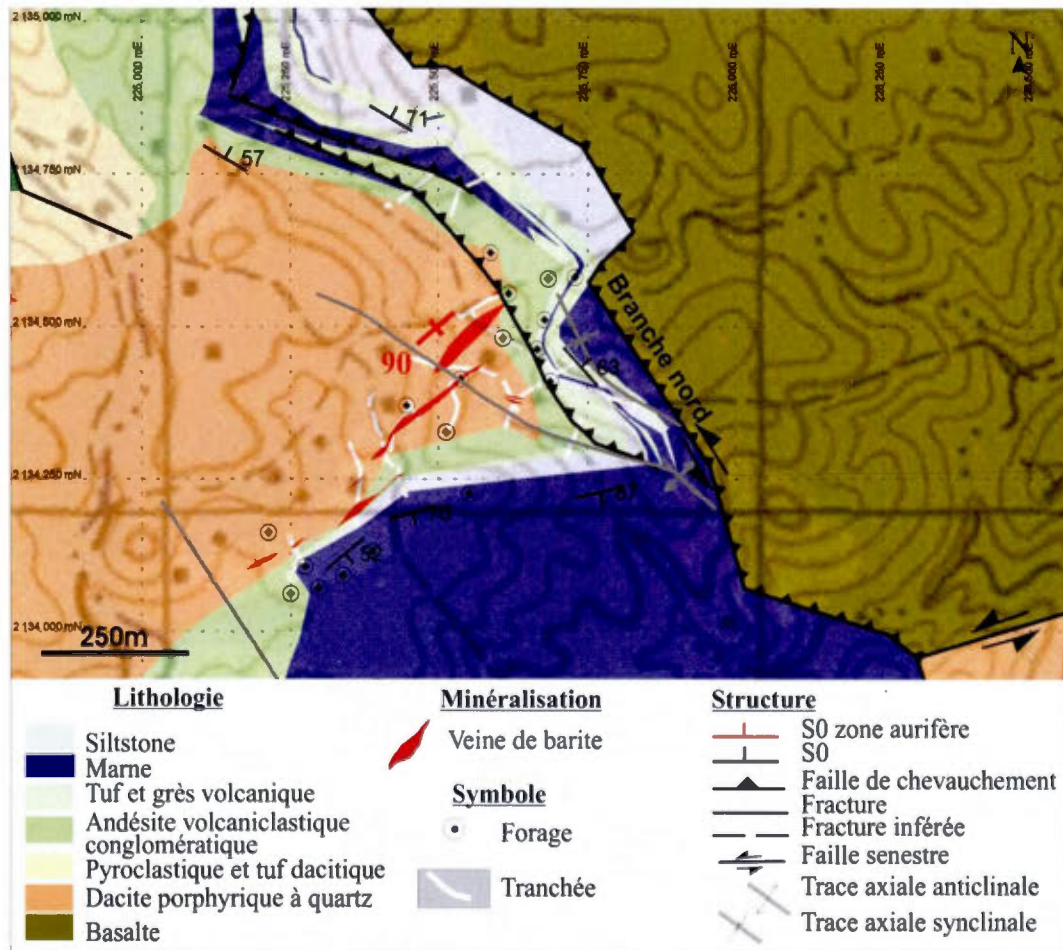
Typiquement on observe que les gîtes du district de Restauración-La Miel sont localisés à l'intersection de structures conjuguées (figure 3.3). L'intersection de ces structures pourrait définir des centres d'activité hydrothermale. Un tel exemple s'observe à Montazo, où une structure mince, orientée nord-ouest, légèrement silicifiée avec de la barite, intercepte une structure nord-est à veine de barite. À l'intersection, se développent une altération argilique et une silicification intense accompagnées d'une brèche hydrothermale à barite aurifère (figure 3.7). Ces intersections de structures représentent des « ore shoots » où les veines et les brèches sont plus larges avec des teneurs en or supérieures. Elles sont formées par une augmentation des zones de dilatation où les fluides se concentrent et percolent. L'intersection de ces structures représente une cible de choix et mérite d'être prise en considération lors de la planification des forages.





**Figure 3.7** Carte géologique de la zone épithermale aurifère de Montazo montrant la relation entre la minéralisation, l'altération et les structures conjuguées.

Tel que déjà mentionné, les structures minéralisées sont aussi à fort angle avec les structures majeures de San José-Restauración. Sur le terrain, une telle relation a aussi pu être observée à Juan del Bosque (225 616E / 2 134 570N). Ici la zone minéralisée est en bordure de la branche nord de la San José-Restauración et forme un angle de 85° avec celle-ci (figure 3.8).

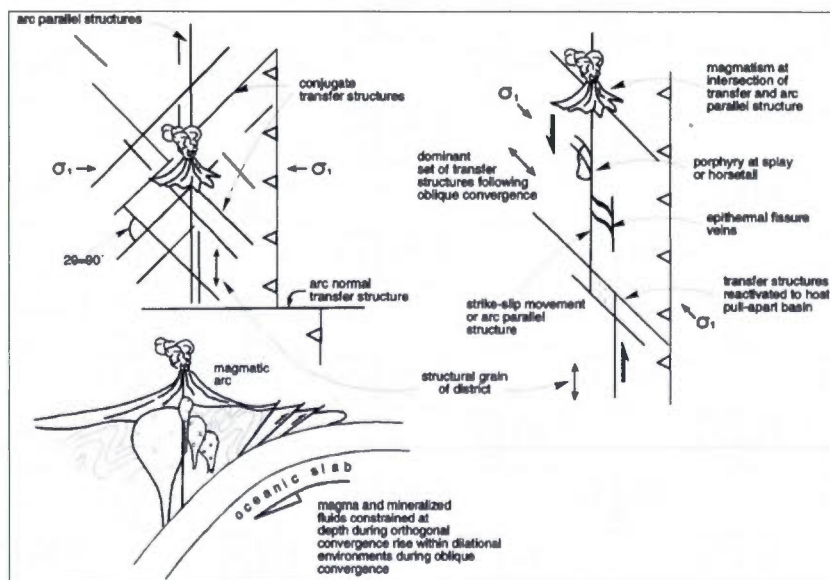


**Figure 3.8** Carte géologique de la zone aurifère de Juan del Bosque en relation angulaire avec la zone de faille de la branche nord de San José-Restauración.

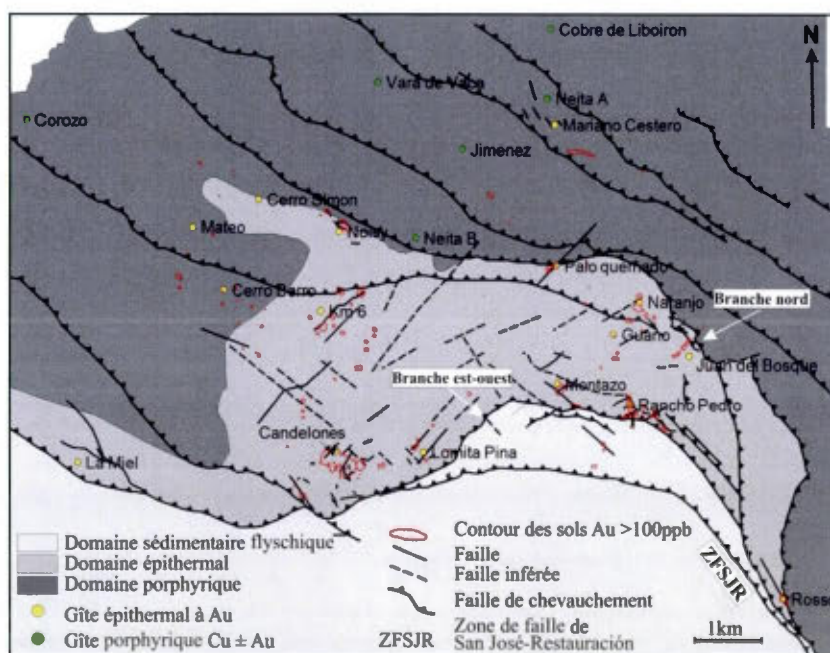
À l'échelle du district de Restauración-La Miel, la zone de failles majeure de San José-Restauración, constitue donc le principal métallotecte qui contrôle la distribution des sites minéralisés. Le mouvement de cette zone de faille majeure crée des zones de dilatation le long de structures subsidiaires, qui sont formées à fort angle avec celle-ci. Selon Corbet et Leach (1998), les structures formées à angles de  $90^\circ$  peuvent se développer soit par des structures conjuguées ou par des fractures parallèles à la subduction d'un axe de rift et structures de transfert dans un contexte de convergence orthogonale (figure 3.9). Des fractures obliques peuvent correspondre à des failles de

transfert particulièrement dans un contexte de convergence oblique (figure 3.9). Ces mêmes auteurs mentionnent que ces failles de transfert créent des zones de dilatation favorisant non seulement l'emplacement d'intrusions mais aussi l'évolution des fluides de source magmatique vers un niveau crustal supérieur où les gisements se forment dans des conditions de pression et de température plus basses. Ces structures subsidiaires prennent forme non pas durant la phase de compression mais plutôt durant la relaxation ou durant un changement d'une convergence orthogonale à oblique (Corbet et Leach, 1998). Ces auteurs mentionnent que même si deux orientations se développent généralement à des angles de 90°, une orientation peut devenir dominante, notamment en raison des changements vers une subduction orthogonale à oblique à une certaine étape dans l'histoire tectonique (figure 3.11). Un tel changement d'orientation de la subduction a été proposé par Escuder Viruete *et al.* (2007) pour expliquer un changement majeur dans la composition des magmas à l'intérieur de la Formation de Tiroo dans le secteur de Restauración (figure 3.11). La dominance nord-est des structures aurifères du district de Restauración-La Miel ici cartographié (figure 3.10) pourrait donc correspondre à des structures de transfert lors d'un changement de contrainte de convergence orthogonale à oblique. Ainsi la déformation en décrochement senestre au Crétacé soit l'intervalle entre 88-74 Ma décrite par Escuder Viruete *et al.* (2007) pourrait être responsable de la formation de telles structures et de la mise en place des rhyolites à  $89.1 \pm 0.1$  Ma associées aux systèmes épithermaux.



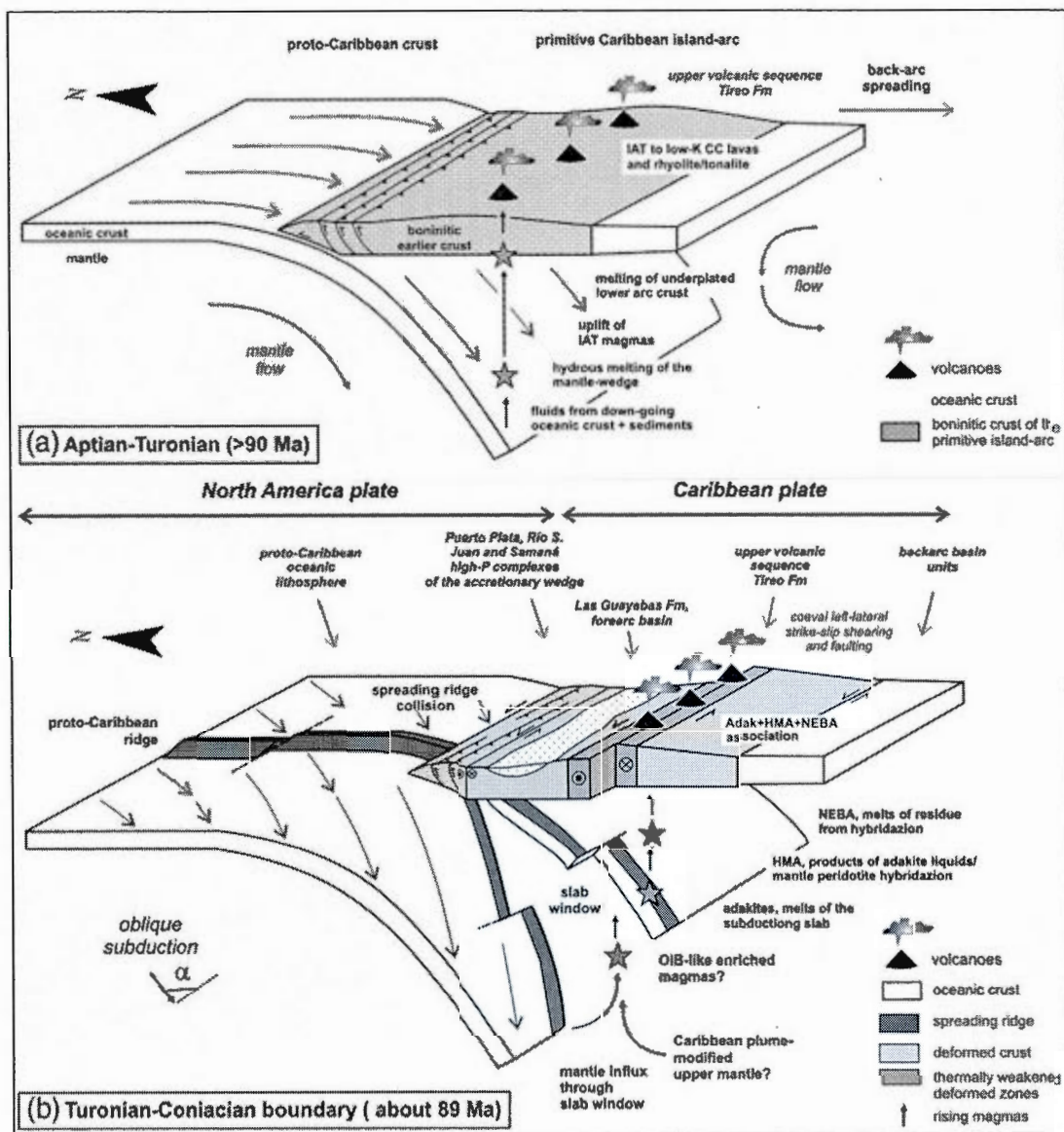


**Figure 3.9** Structures de transferts conjugués, magmatisme et changement d'une convergence orthogonale à oblique, tirée de Corbett et Leach (1998).



**Figure 3.10** Carte des gîtes et des anomalies aurifères dans les sols (>100ppb) en relation avec les domaines structuraux, les structures et les gîtes d'or du district de Restauración – La Miel.





**Figure 3.11** Modèle tectonomagmatique schématique de l'évolution des roches volcaniques de la Formation de Tireo, tiré de Escuder Viruete *et al.*, 2007.

### 3.2 Structure post-minéralisation

Tel que mentionné plus haut, la limite entre la plaque des Caraïbes et la plateforme continentale des Bahamas (Collision Arc-Continent), est largement dominée par des déplacements décrochants à caractère senestre, depuis l'Éocène-Miocène inférieur et continus jusqu'à aujourd'hui (Mann *et al.*, 1991). Ce mouvement accommode le déplacement vers l'est de la plaque des Caraïbes par rapport à l'Amérique du Nord. Cette déformation réactive les structures dont la faille de San José-Restauración qui, selon le même auteur, se présente comme un grand décrochement senestre avec localement une composante inverse. Le long de l'accident majeur de la branche est-ouest, on observe des plis, des zones de cataclase et une zone de mélange tectonique.

#### 3.2.1 Les plis

Dans la région d'étude, deux styles de plis sont observés soit, des plis cylindriques et des plis chevron. Un grand pli cylindrique ouvert a été observé sur le chemin de Guayajayuco (224 243E/ 2 130 948N) et dans le ruisseau Arroyo del Montazo (22 3745E/ 2 131 062N) affectant les séquences flyschiques de marne gris et de mudstones noirs (figure 3.12). Ce grand pli est caractérisé par un axe orienté N120E plongeant à 32° et d'une schistosité de plan axial orientée N305E à 70° pentée vers le nord-est. Les polarités stratigraphiques suggèrent qu'il s'agit d'une charnière de pli anticlinal. Cette structure a été cartographiée dans le mur de la faille à 500m au sud de la branche est-ouest de la faille de San José-Restauración.



**Figure 3.12** Pli ouvert cylindrique avec un axe de pli subhorizontal dans séquence de marne et mudstone dans une charnière. (223888E / 2130829N).

Plus à l'ouest, le long du Rio Neita (219 505E / 2 131 159N) d'autres plis davantage serrés et presque isoclinaux ont été cartographiés affectant des séquences de grès vert volcanique (figure 3.13) et des marnes (figure 3.14). Ces plis montrent alors des plans axiaux différemment orientés, soit N270E à 60° déversés vers le sud avec des axes de plis variables. Ces plis ici décrits sont localisés dans le mur à 100m de la branche est-ouest de la faille San José-Restauración. Un peu plus à l'ouest, à 500m au sud de Candelones, a été observé en tranchée un pli chevron (216 144E / 2 131 106N) observé dans le toit de la faille. Ce pli affecte une séquence de grès vert de siltstone noir et de marne (figure 3.15).





**Figure 3.13** Pli serré en chevron dans séquence de grès vert volcanique, coupe du Rio Neita (219505E / 2131159N).



**Figure 3.14** Pli serré dans séquence de marne, coupe du Rio Neita (219389E / 2131297N).

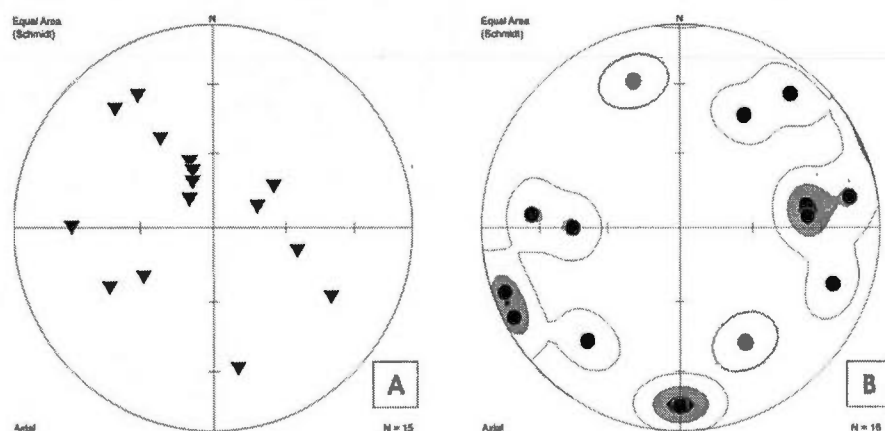




**Figure 3.15** Pli en chevron en tranchée au sud de Los Candelones (216144E / 2131106N).

Les plis cylindriques et en chevron sont concentrés en bordure de la faille est-ouest de la San José-Restauración. Les mesures structurales prises de part et d'autre de la faille ne montrent pas d'orientation cohérente (figure 3.16). Loin de cette faille, dans le mur, tel qu'observé, sur le chemin de Guayajayuco et dans le ruisseau Arroyo del Montazo, les plis ont des axes faiblement plongeants dont les plans axiaux sont subverticaux à légèrement pentés vers le sud-ouest. Ici, la trace axiale des plis est orientée nord-ouest oblique à la direction principale du cisaillement majeur est-ouest. En se rapprochant progressivement de la faille orientée est-ouest, la trace axiale et les plans axiaux sont alors réorientés est-ouest. Tel que décrit dans la coupe du Rio Neita, dans le mur de la faille, les plans axiaux sont légèrement déversés vers le sud soit N270E à 60°, parallèles au cisaillement majeur de la faille de San José-Restauración. Les variations de direction des plans et des traces axiales, en se rapprochant cette zone de faille majeure, sont bien illustrées sur la carte géologique en appendice. De telles caractéristiques suggèrent des plis en échelon, mieux connus

sous le nom de « drag fold ». Ces structures se développent dans un contexte tectonique de décrochement (Sylvester, 1988). C'est uniquement à l'intérieur des flyschs, au sud de la faille est-ouest de San José-Restauración, que la schistosité devient omniprésente et qu'on observe des variations des pendages des strates qui suggèrent des plis serrés presque qu'isoclinaux. Il y a donc de part et d'autre de cette faille un contraste des styles de plis dû au contraste de compétence de la roche.



**Figure 3.16** Mesure structurale des plis de part et d'autre de la branche est-ouest de la faille de San José-Restauración. A-Projections stéréographiques des axes de plis. B-Projections stéréographiques des pôles des plans axiaux.

### 3.2.2 Les zones de cataclases

Le long de la branche est-ouest de San José-Restauración, des zones de cataclases ont été observées. Ces zones se forment généralement au contact de lithologies compétentes telles que les rhyolites et les marnes. Au sud de Montazo (221 661E/ 2 132 936N), un affleurement le long du chemin expose une cataclase développée dans un marne au contact d'une andésite. On note plus précisément une brèche de faille monomictite à claste subangulaire de marne rougeâtre dans une matrice marneuse broyée (figure 3.17). Ces zones de cataclases semblent intimement liées à la zone de mélange tectonique située à quelques centaines de mètres au sud.

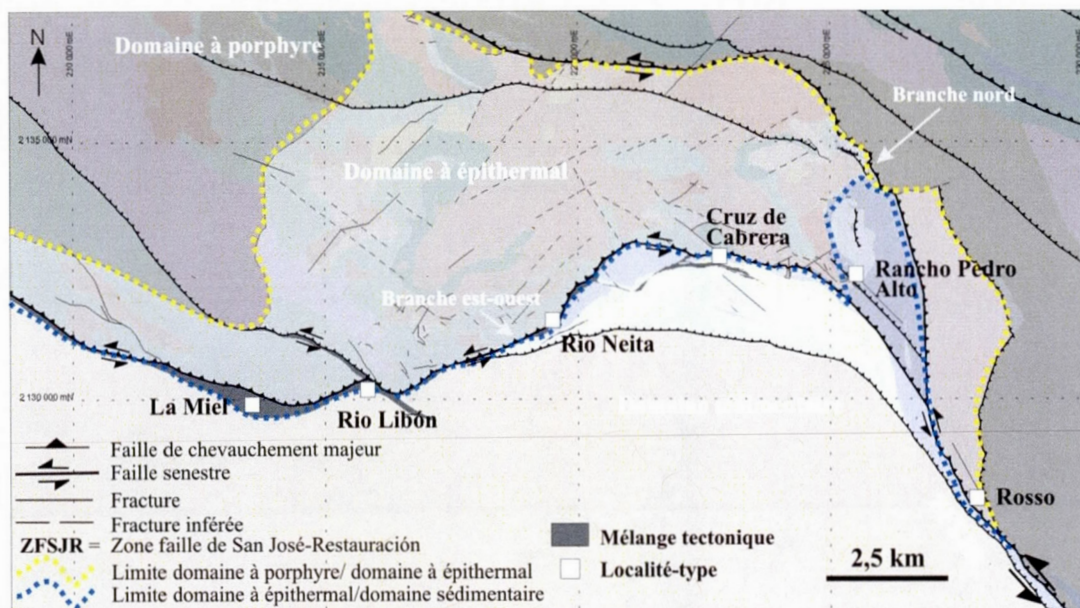


**Figure 3.17** Zone cataclasée dans une séquence de marne (221 643E / 2 132 957N).

### 3.2.3 Les zones de mélange tectonique

La cartographie détaillée, effectuée le long de la branche est-ouest de la faille de San José-Restauración révèle la présence d'un mélange tectonique. Un mélange tectonique est une unité cartographiable composée de bloc mixte, chaotique dans une matrice dont la structure interne est intimement liée aux processus structuraux (Wakabayashi et Dilek, 2011). Les mélanges se forment dans les niveaux supérieurs de la croûte terrestre et représentent une composante importante de plusieurs ceintures orogéniques dans un contexte de collision ou d'accrétion (Festa *et al.*, 2010). Un tel mélange tectonique a été cartographié entre Rosso et La Miel et forme une unité de quelques dizaines de mètres à un maximum de 400m d'épaisseur (figure 3.18). Ce mélange épouse la forme sigmoïde du contact entre le domaine épithermal au nord et le domaine sédimentaire flyschique au sud. Nous décrivons ici six localités-types où le mélange tectonique a été cartographié.





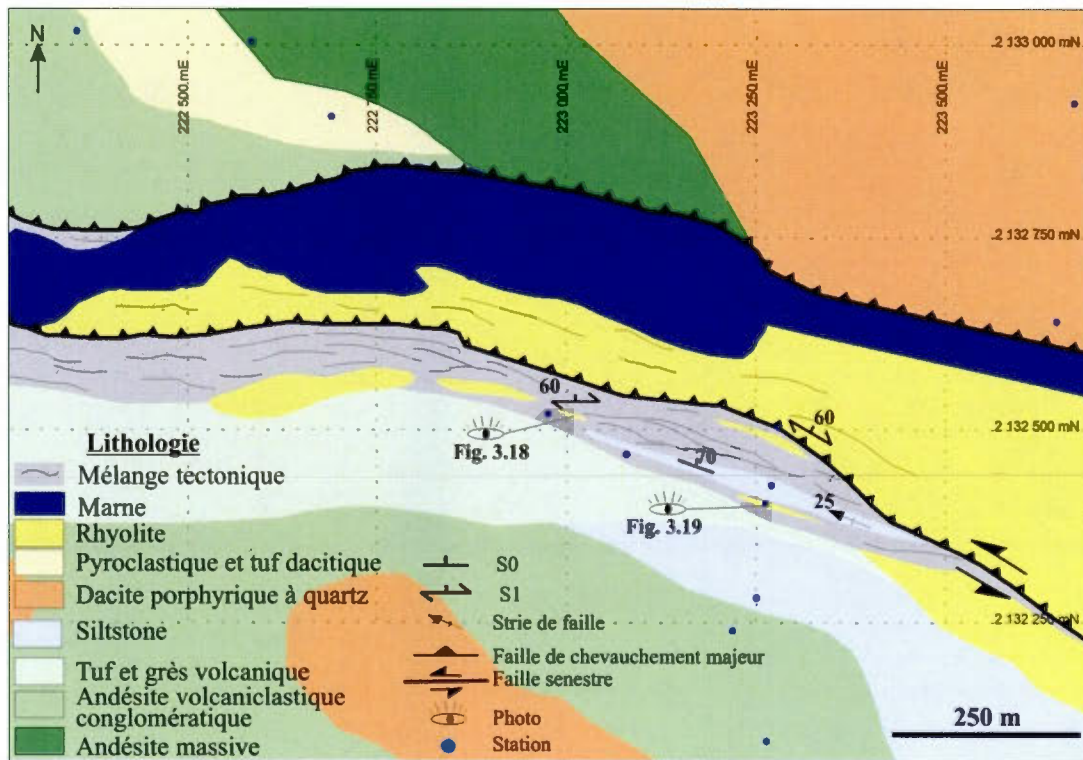
**Figure 3.18** Carte des localités-types du mélange tectonique le long de la branche est-ouest de la faille de San José-Restauración séparant le domaine épithermal du domaine sédimentaire.

À l'extrémité est de la zone d'étude, le mélange tectonique a été observé à l'indice aurifère de Rosso (227 984E / 2 128 127N). Ici on note des structures de cisaillement subvertical orienté N310 qui recoupe la minéralisation aurifère épithermale à silice-barite. Cette zone de déformation est située au contact entre des roches marneuses à l'ouest et des dacites altérés à l'est. À quelques centaines de mètres plus à l'est, les basaltes de Los Guandules sont exposés possiblement à la faveur d'une faille de chevauchement. Cette faille est interprétée sur la carte magnétique (figure 3.2). L'indice de Rosso se trouve pincé entre deux structures majeures, soit la branche nord et la branche est-ouest de San José-Restauración (figure 3.18).

Le mélange tectonique est bien exposé à Rancho Pedro Alto (225 492E / 2 132 305N). À cet endroit, le mélange affecte une séquence sédimentaire de marne, de siltstone et de grès ainsi que la zone aurifère de Rancho Pedro Alto. Des blocs

métriques de calcaire sont distribués de façon chaotique et reposent dans une matrice fine carbonatée. De plus des blocs de barite aurifère avec azurite sont incorporés dans ce mélange. Une schistosité bien développée associée à ce mélange est orientée N310E pentée à 60° vers le nord-est. Des miroirs de failles striées ont été observés sur des blocs manganésifères à barite, à 500 m au nord-ouest.

Sur le chemin principal qui mène à Cruz de Cabrera Arriba (223 020E / 2 132 499N), le mélange tectonique est facile d'accès et bien exposé sur une puissance de 80m (figure 3.19). Il affecte la rhyolite de Loma la Siembra et des siltstones verts et noirs. À moins de 500m à l'est, la rhyolite de Loma la Siembra représente une unité cohérente, non déformée. Or ici des blocs de rhyolite plurimétriques sont distribués de façon incohérente. Ces blocs de forme allongée sont alignés parallèlement à la zone de cisaillement et reposent dans une matrice schisteuse. La schistosité mesurée dans le mélange est orientée N270E pentée à 60° vers le nord. Des structures de C/S (figure 3.20) et des stries subhorizontales tardives senestres (figure 3.21) ont été relevées. Ces observations indiquent un mouvement chevauchant puis décrochant senestre. La partie sud du mélange est davantage composée de blocs de siltstone allongés dans le sens du transport tectonique. Puis en s'éloignant de la zone de faille, à quelques dizaines de mètres au sud, l'unité de siltstone affleure de façon cohérente.



**Figure 3.19** Carte géologique détaillée du mélange tectonique de Cruz de Cabrera.





**Figure 3.20** Coupe de structure en C/S, indiquant un mouvement chevauchant, Cruz de Cabrera (222 976E / 2 132 520N).

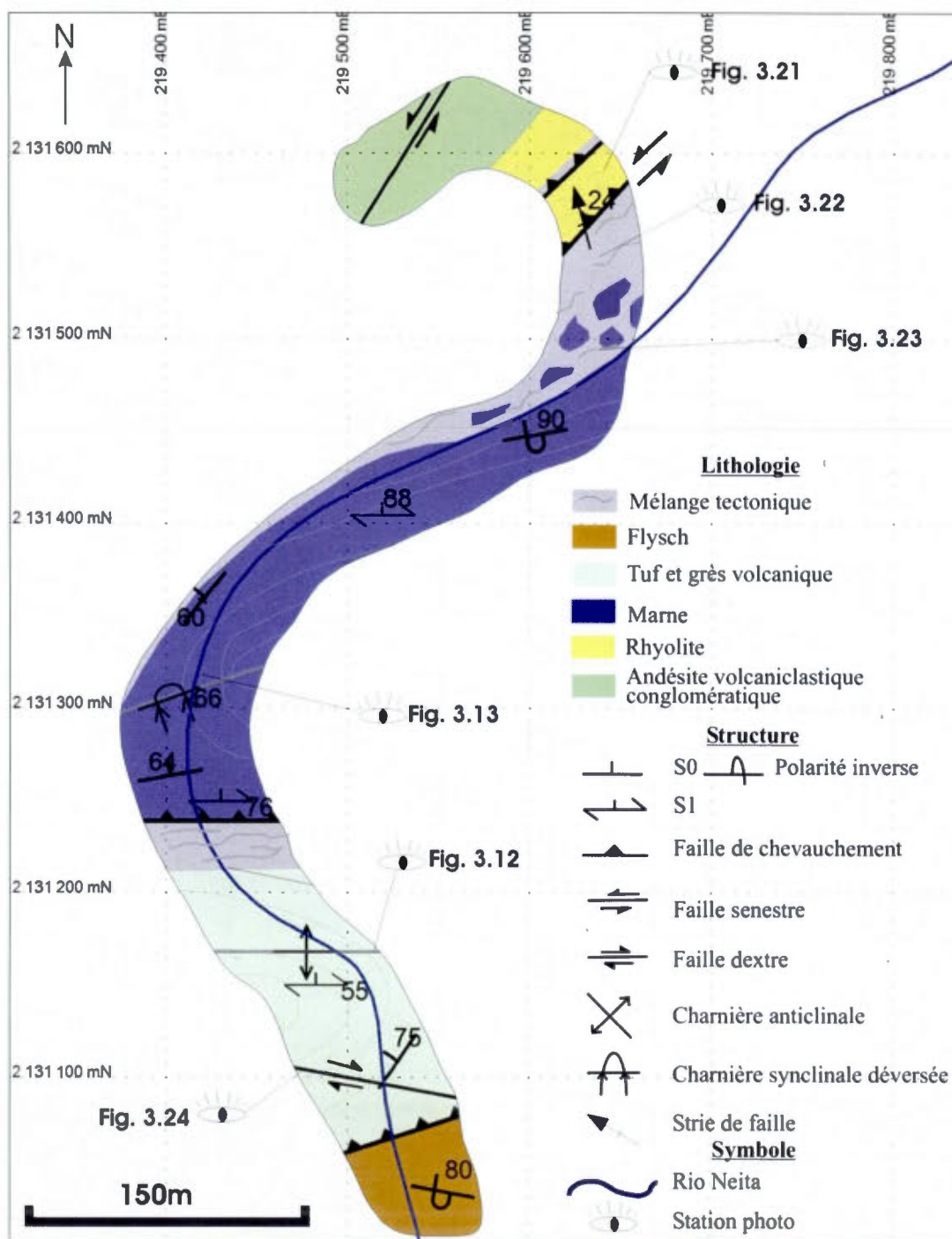




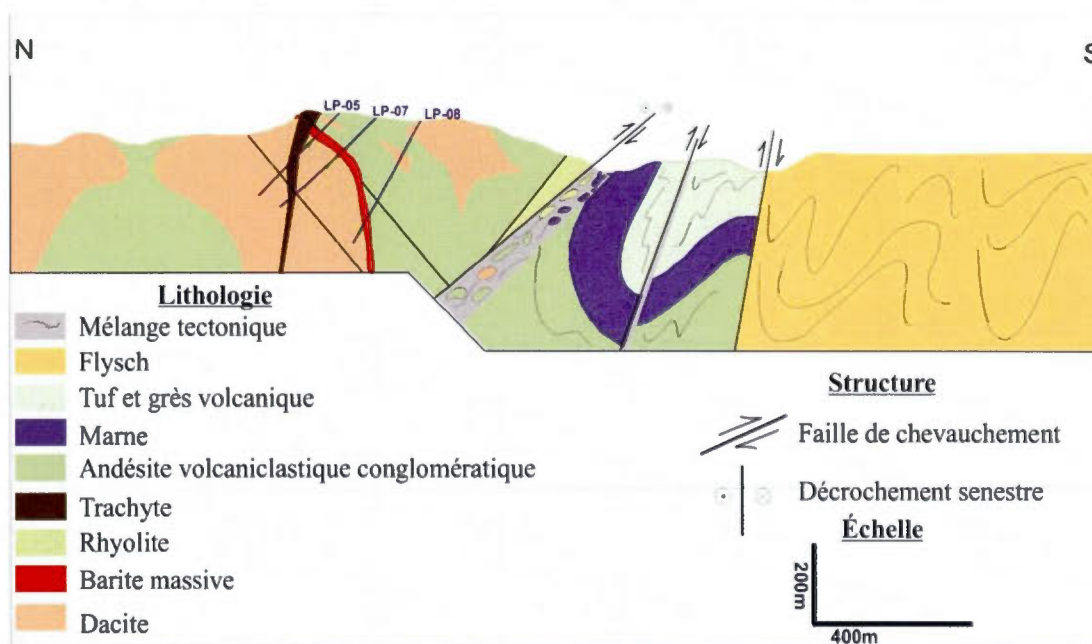
**Figure 3.21** Coupe de stries subhorizontales senestres faiblement inclinées, Cruz de Cabrera (223 262E / 2 132 404N).

À 3,5km à l'OSO, la coupe du Rio Neita (219 629E / 2 131 503N) représente une autre localité-type. Le mélange tectonique sépare des andésites volcanisclastiques et des rhyolites dans le toit du mélange, des unités sédimentaires composées de marne, mudstone et grès vert au sud. Le mélange est orienté NE-SO et atteint une puissance de 70m (figure 3.22). Au nord de la coupe, une brèche cataclastique est développée dans une rhyolite verte avec plan de cisaillement orienté N225E penté à 60° vers le nord-ouest avec structure en C/S et des stries de faille indiquant un chevauchement avec décrochement senestre (figure 3.24). Cette brèche cataclastique passe graduellement à une zone de mylonite avec veinules de zéolite (figure 3.25). Dans la zone mylonitique, on ne retrouve que des blocs de rhyolite dans une matrice fine schisteuse. Ici la déformation est extrême. Cette mylonite passe à la zone de mélange de 5m d'épaisseur où des blocs métriques subarrondis incohérents de rhyolite, de grès vert et de mudstone, reposent dans une matrice tectonisée (figure 3.26). La stratification sédimentaire à l'intérieur des blocs est aléatoire mais l'orientation des blocs est allongée dans le sens de la déformation. Des structures en C/S montrent un

mouvement de chevauchement. Le mélange passe à l'unité cohérente de marne rougeâtre subverticale en polarité inverse déversée vers le sud. Plus bas le long de la coupe du Rio Neita, des plis et des failles inverses affectant l'unité de grès vert et de flysch, ont été cartographiés en position déversée vers le sud (figure 3.22). Des décrochements avec des figures en C/S tardif (figure 3.27) modifient localement l'orientation des plis. Notons que plus on se rapproche du mélange tectonique qui marque le plan de décollement, plus la schistosité et le plissement associés à la déformation se développent (figure 3.23).

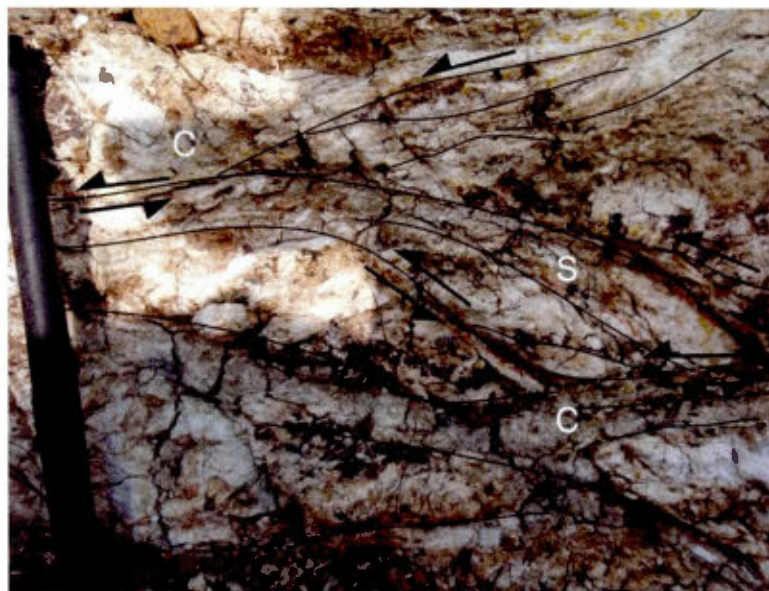


**Figure 3.22** Carte géologique de mélange tectonique, coupe du Rio Neita.



**Figure 3.23** Coupe structurale composite passant par la zone aurifère de Lomita Pina et la coupe du Rio Neita.





**Figure 3.24** Affleurement d'une brèche cataclastique développée dans une rhyolite avec structure en C/S indiquant en 3D un mouvement décrochant senestre avec une composante chevauchante, coupe du Rio Neita (219 618E / 2 131 596N).



**Figure 3.25** Plan de mylonite avec veinule de zéolite, coupe du Rio Neita (219 633E / 2 131 548N).



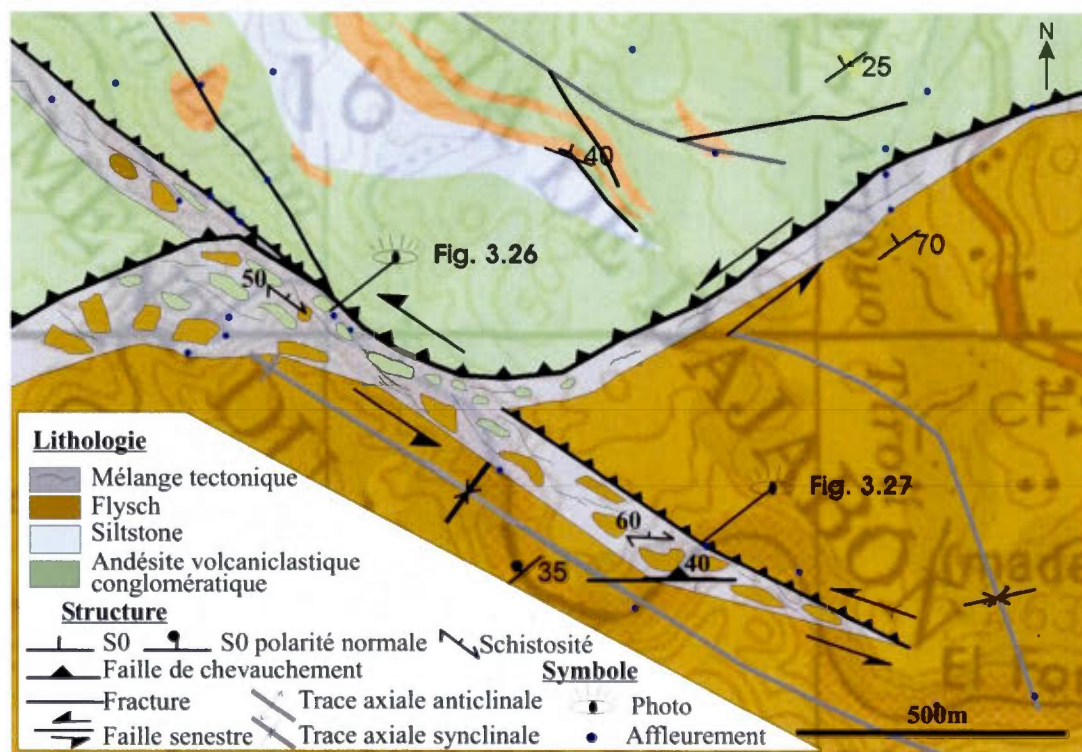
**Figure 3.26** Plan de la zone de mélange tectonique à blocs métriques sub-arrondis incohérents de mudstone, de rhyolite dans une matrice schisteuse, Rio Neita (219 634E / 2 131 512N).



**Figure 3.27** Plan d'un décrochement dextre avec figure en C/S dans une séquence de grès vert volcanique, Rio Neita (219 505E / 2 131 159N).

La zone de mélange tectonique affleure également dans le lit du Rio Libón (215 853E / 2 130 440N) situé à la frontière dominicano-haïtienne. Elle est seulement accessible en basses eaux. Ici le mélange fait 270m de large et met en contact l'unité d'andésites volcanoclastiques au nord à des flyschs au sud (figure 3.28). Dans la portion nord du mélange, il est caractérisé par un faciès de blocs centimétriques à plurimétriques polymictes de composition principalement andésitique qui flottent dans une matrice schisteuse. Les blocs sont sub-arrondis, allongés dans le sens de la déformation (figure 3.29). Les plans de cisaillement sont orientés N270E pentés à 60° vers le nord avec des structures en C/S indiquant des mouvements chevauchants. Dans la portion sud du mélange, la composition de blocs est davantage sédimentaire. Des plans de chevauchement cataclasés dissèquent les séquences sédimentaires suivant un mouvement senestre (figure 3.30). En s'éloignant du mélange on passe graduellement à des zones cohérentes de flyschs soit des siltstones et mudstones finement lités. Cette section à travers le mélange, met en évidence une certaine organisation de la composition des blocs en relation à l'encaissant cohérent. La cartographie du mélange tectonique du Rio Libón et des structures de part et d'autre, démontre un patron structural typique d'une faille de chevauchement avec une composante décrochante senestre (figure 3.28). Tel que décrit par Sylvester (1988), les structures complexes observées témoignent d'un régime en cisaillement simple.



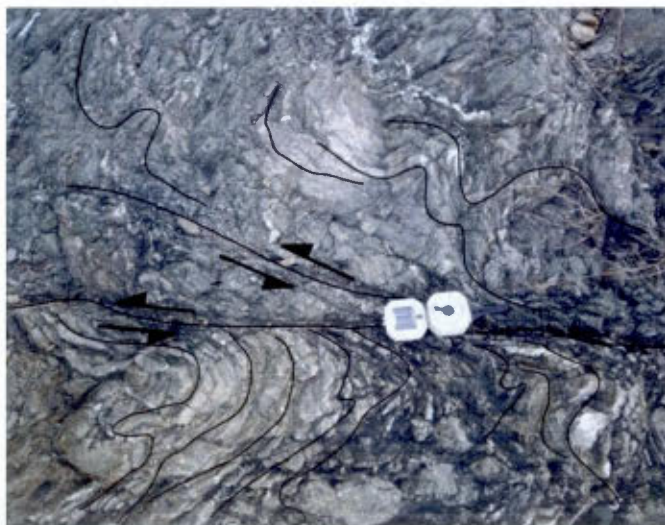


**Figure 3.28** Carte géologique du mélange tectonique du Rio Libón (216 060E / 2 130 233N).





**Figure 3.29** Plan de blocs sub-arrondis dans matrice schisteuse, allongés dans le sens de la déformation, Rio Libón (215 875E / 2 130 414N).



**Figure 3.30** Coupe d'un plan de chevauchement senestre cataclasé disséquant une séquence sédimentaire, Rio Libón (216 816E / 2 129 768N).

À 3km à l'ouest, du côté haïtien, au centre du village de La Miel (213 189E / 2 130 248N), la zone de mélange fait 300m d'épaisseur et affecte les même unités décrites dans le Rio Libón. Le mélange est caractérisé par des blocs plurimétriques de composition sédimentaire qui flottent dans une matrice à grain fin (figure 3.31). Plusieurs structures en C/S sont notées. Le contact sud est relativement franc et passe à des flyschs cohérents avec une schistosité omniprésente. Il y a un pli synclinal en échelon à la base du mélange.



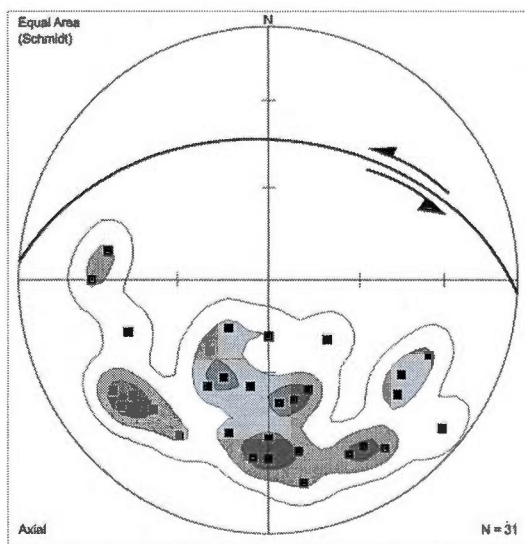
**Figure 3.31** Coupe du mélange tectonique à blocs sédimentaires plurimétriques dans une matrice à grain fin, village de La Miel (213 190E / 2 129 899N).

### 3.3 Discussion

De part et d'autre de l'accident majeur que représente la branche est-ouest de la San José-Restauración, on observe une variation du style de déformation. Du nord au sud, on note une augmentation progressive du niveau de la déformation. Dans le toit de la faille, le domaine épithermal est affecté par des fractures cassantes orthogonales et des plis cylindriques en échelon, associés à un niveau structural superficiel développé dans des unités compétentes. Au sud, dans le mur de la faille, on note du plissement presque isoclinal et une schistosité bien développée qui affectent les flyschs incompetents. Ce type de structure appartient au domaine des schistosités ce qui correspond à un niveau structural plus profond (Mattauer, 1980).

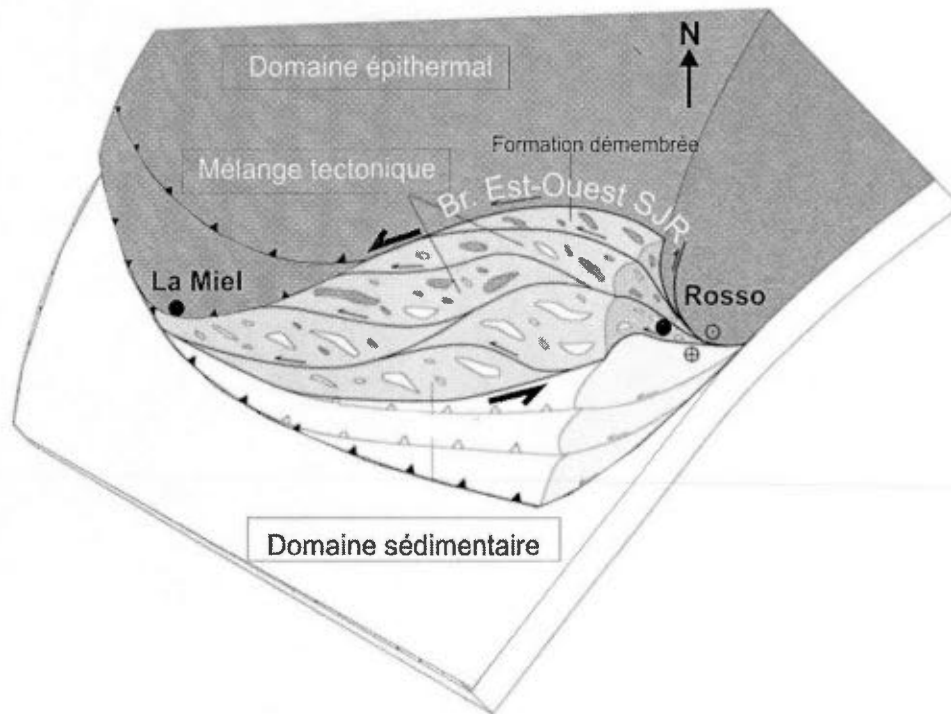
Les deux niveaux structuraux sont séparés par un important mélange tectonique qui marque la trace de cet accident majeur qu'est la branche est-ouest de la San José-Restauración. Le mélange est une unité cartographiable à blocs dans une matrice tectonisée, qui se trace sur 20km de Rosso à La Miel. Ce mélange est d'épaisseur variable et épouse le contact sud du domaine épithermal suivant une forme de sigmoïde. Les mesures de plans de chevauchement mesurés dans le mélange tectonique, marquent des plans de décollement suivant un mouvement inverse avec une forte composante décrochant senestre (figure 3.31). À l'intérieur du mélange on note (1) une certaine organisation structurale des blocs en relation avec l'encaissant, (2) la forme des blocs est allongée et alignée parallèle au sens du cisaillement, (3) une diminution de la perturbation des unités en s'éloignant de la zone de mélange. Ces caractéristiques suggèrent, selon la classification de Festa *et al.* (2010) qu'il s'agit d'un mélange relié à une tectonique en décrochement (figure 3.33). Ces auteurs soulignent qu'il est tout de même difficile de différencier un mélange tectonique associé à une tectonique décrochante (avec des blocs exotiques) d'une tectonique décrochante liée à un démembrement des formations adjacentes (sans blocs exotiques). Mentionnons ici que des lambeaux de roches ultramafiques cisailés, ont

été cartographiés plus au nord, le long de la branche nord de San José-Restauración et le long de la faille Macutico-Burende et représentent donc des blocs exotiques (appendice). Ce front de chevauchement et de décrochement s'intègre très bien dans le régime tectonique en transpression senestre régionale, qui depuis l'Éocène-Miocène inférieur jusqu'à aujourd'hui, permet le mouvement relatif vers l'est de la plaque des Caraïbes par rapport à la plaque nord-américaine. Les structures discutées dans ce chapitre peuvent avoir un effet sur la distribution à l'échelle régionale et la préservation de l'érosion du champ épithermal de Restauración-La Miel. À une échelle plus locale, les structures peuvent contrôler ou modifier la position et la morphologie des gîtes de part et d'autre de l'accident majeur.



**Figure 3.32** Projections stéréographiques des mesures structurales des pôles de plans de chevauchement mesurés dans le mélange tectonique entre Rosso et La Miel avec plan moyen en trait noir.





**Figure 3.33** Modèle conceptuel de l'origine de la formation d'un mélange tectonique et du démembrement des unités de part et d'autre dans un régime tectonique chevauchant avec une composante en décrochant senestre, modifié de Festa *et al.* (2010).

## CHAPITRE IV

### LES EFFETS DE L'ACCIDENT STRUCTURAL SAN JOSÉ-RESTAURACIÓN SUR LES GÎTES D'OR DU DISTRICT DE RESTAURACIÓN-LA MIEL

Le champ épithermal du district de Restauración-La Miel est structuralement contrôlé par les effets de la zone de faille de San José-Restauración. Nous savons qu'à la hauteur du district, cette grande faille majeure se divise en deux branches distinctes. La branche nord sépare le domaine des gîtes porphyriques à Cu-Au au nord, du domaine épithermal à Au au sud. Au sud, la branche est-ouest sépare le domaine épithermal à Au, du domaine sédimentaire flyschique représenté par la Formation de Trois-Rivières. Ces failles ont des implications tant sur la distribution des gîtes d'or durant la mise en place de la minéralisation (pré ou syn) qu'à la suite de cet événement minéralisateur. Les mouvements tardifs (post-minéralisation) modifient par la suite la disposition et la morphologie des gîtes du domaine épithermal à l'échelle régionale et à l'échelle locale.

#### **4.1 À l'échelle régionale**

Le long de la faille de San José-Restauración on retrouve plusieurs gîtes d'or épithermal associés à des rhyolites. La datation U-Pb à  $89,1 \pm 0,1$  Ma présentée dans ce mémoire d'une rhyolite associée à la minéralisation est pénécontemporaine de la déformation en décrochement senestre à 88-74 Ma (figure 3.11), décrite par Escuder

Viruete *et al.* (2006). Cette déformation affecte les séquences de roches inférieures et forme des structures en transtension ainsi que des bassins de type « pull-apart » qui contrôlent la géométrie et la sédimentation des séquences volcaniques et sédimentaires supérieures (Escuder Viruete *et al.*, 2007). C'est dans ces bassins « pull-apart » que s'accumulent les roches andésitiques conglomératiques. Les dykes de trachyte qui recoupent la minéralisation témoignent du volcanisme alcalin dans un contexte en extension post-minéralisation. Les laves columnaires associées ainsi que les andésites conglomératiques reposent sur la zone minéralisée, tel que vus à Lomita Pina. Ceci nous permet donc de mieux contraindre l'âge de la minéralisation aurifère et caractérise le contexte tectonique post-minéralisation.

Les relations spatiales entre la faille de San José-Restauración et les gîtes d'or suggèrent qu'ils ne sont pas localisés directement sur la faille mais plutôt le long de structures subsidiaires à fort angle avec cette faille majeure (figure 3.10). La relation angulaire à 90° entre les structures minéralisées puis une dominance des structures nord-est, davantage porteuses en or, pourrait impliquer un changement de régime tectonique d'orthogonal à oblique en décrochement senestre. Selon Corbett et Leach (1998), il est fréquent que le contexte de convergence orthogonale passe ensuite à un contexte oblique favorisant la création d'environnements de dilatation où la minéralisation se met en place dans ces structures néo formées (figure 3.9). La faille de San José-Restauración représente donc une structure majeure qui pourrait être à l'origine des structures secondaires porteuses des systèmes épithermaux.

Plus tardivement, d'autres phénomènes modifient à l'échelle régionale la morphologie du domaine épithermal. Ces phénomènes sont associés à la branche nord et à la branche est-ouest de la San José-Restauración. Ces failles postérieures à la minéralisation sont caractérisées par un front de chevauchement et de décrochement senestre le long duquel on retrouve, des plis, des zones de cataclase et des zones de mélange tectonique. Il existe à l'échelle régionale des disparités lithologiques et structurales de part et d'autre de ces failles. La faille nord met en contact des

minéralisations de type porphyrique à Cu-Au au nord généralement mises en place dans des profondeurs comprises entre 1 à 4 km, à des minéralisations épithermales superficielles au sud, généralement mises en place à des profondeurs inférieures à 1 km (Sillitoe, 1993). La branche est-ouest, met en contact le domaine épithermal caractérisé par des structures cassantes, typiques de niveau structural superficiel, avec le domaine flyschique de Trois-Rivières, associé au niveau structural plus profond, celui de la schistosité et des plis serrés. Le patron de faille, formé par la branche nord et la branche est-ouest, fait partie d'un régime tectonique en transpression senestre qui contrôle la morphologie sigmoïdale du domaine épithermal. À l'échelle régionale, la branche nord et la branche est-ouest se rejoignent à la hauteur de Rosso et fait en sorte que le domaine épithermal est pincé, soulevé et érodé par tectonique transpressive (figure 3.18). Ce contexte tectonique explique donc les discontinuités latérales à l'est du domaine épithermal.

La préservation à l'érosion du domaine épithermal de Restauracion-La Miel peut être expliquée par la stratigraphie séquentielle qui, dans la portion centrale, du nord au sud, montre une continuité stratigraphique avec des variations latérales de faciès. À l'est, le champ épithermal est clairement érodé alors qu'au centre, il montre une large bande puis s'amincit vers l'ouest, du côté de La Miel. Cette préservation à l'érosion du champ épithermal suggère un paysage volcanique initial de réentrant et de part et d'autre des discontinuités latérales marquées par des promontoires. Un tel exemple de paysage s'observe dans les Basses-Terres-du-St-Laurent du Québec. À cet endroit, les roches sédimentaires de l'ordovicien inférieur sont dominées par des calcaires déposés sur une rampe à l'intérieur du réentrant de Québec (Lavoie, 1994). Pour le district de Restauración-La Miel, le dépôt de sédiments marneux en eau peu profonde se déposait sur une rampe à l'intérieur du réentrant vers le nord. Lors de la déformation tardive en chevauchement et en décrochement, ce réentrant qui était étendu vers le nord, correspondant à la partie centrale du sigmoïde, a été préservé de l'érosion. Cette hypothèse sur le paysage volcano-sédimentaire avec réentrant et



promontoire expliquerait la préservation du champ épithermal à la hauteur de Restauración et les discontinuités latérales à l'échelle régionale.

## 4.2 À l'échelle locale

Rappelons que les gîtes d'or sont contrôlés à l'échelle locale par un patron structural orthogonal de faille pré à syn-minéralisation. Ces structures minéralisées, subsidiaires de failles majeures, sont orientées nord-ouest et nord-est et sont fortement pentées. À l'intersection de ces deux orientations on note une augmentation de l'altération argilique, une silicification plus intense, une augmentation de la minéralisation en or suivant des « ore shoots » et la mise en place de roche alcaline, les trachytes. À Lomita Pina, le gîte est affecté par une tectonique distensive tardive. Cette tectonique est marquée par la présence de dykes de trachyte et de laves trachytiques associées qui respectivement recoupent et recouvrent la minéralisation. Ce type de roches, de composition alcaline, indique un environnement distensif post-minéralisation et influence donc le contexte structural des gîtes d'or. Des failles normales, associées à un tel environnement, contrôlent la sédimentation des séquences de couverture dans des bassins d'extension. Puisque le dyke de trachyte a été tracé entre Lomita Pina et Candelones, la minéralisation épithermale est cachée sous une puissante séquence d'andésite conglomératique subséquente, déposée vraisemblablement en bordure de faille normale.

Tel que mentionné, la plupart des gîtes d'or épithermaux sont dans le toit de la branche est-ouest de la San José-Restauración. Ce bloc est caractérisé par des structures du niveau structural supérieur soit des plis en chevron, des fractures cassantes et des zones de cataclases. Le mélange tectonique marque la discontinuité entre le domaine épithermal et le domaine des flyschs. Les gîtes sont faillés, démembrés et plissés par ces structures tardives. À Rancho Pedro, la zone aurifère est

disséquée par plusieurs failles nord-est senestres dont une faille majeure qui sépare Rancho Pedro Arriba de Rancho Pedro Abajo. Dans la portion est du gîte, la zone aurifère est reprise par un mélange tectonique qui incorpore des blocs de barite-azurite et de marne dans une matrice fine carbonatée. Plus au nord-est, à Juan del Bosque, la zone aurifère, orientée nord-est, est tronquée par une faille de chevauchement à caractère senestre, orientée à N315E et pentée à 60° vers le nord-est. De telles structures, cartographiées et présentées dans la carte géologique au 1 : 20 000 en appendice, doivent être prises en considération lors de travaux d'exploration.

#### **4.3 Conséquences possibles pour l'exploration**

Les failles bordières du domaine épithermal de Restauración-La Miel sont importantes car elles permettent de dater relativement la minéralisation. Elles expliquent la disposition des différents styles de minéralisation à l'échelle régionale. La relation de chevauchement entre le domaine à porphyre et le domaine des épithermaux implique un potentiel pour trouver des minéralisations porphyriques à de plus grandes profondeurs sous les épithermaux. Quoique les gîtes épithermaux, concentrés le long du contact entre le Tiro superior et le Trois-Rivières dans le toit de la branche est-ouest de San José-Restauración, soient plus intéressants au niveau de l'exploration, plus on se rapproche de la faille, plus les complexités de la déformation augmentent. Au sud de la faille est-ouest de San José-Restauración, la relation chevauchante entre le domaine épithermal et le domaine sédimentaire flyschique implique que les systèmes épithermaux sont préservés de l'érosion mais sous une puissance de recouvrement sédimentaire considérable. Les trachytes et leur contexte métallogénique, représentent un outil et un vecteur d'exploration délimitant des bassins de « pull-apart », dans lesquels se déposent des séquences de conglomérats sous lesquels des gîtes d'or épithermal sont préservés. L'orientation des

grilles de forage doit être conjuguée en fonction des relations angulaires entre les structures minéralisées conjuguées et les structures majeures. Finalement, l'exploration doit prendre en considération que les gîtes peuvent être basculés, plissés, disséqués et repris par un mélange tectonique en considérant le niveau structural dans lequel on retrouve ces gîte.

## CONCLUSION

À la frontière dominicano-haïtienne sur l'île d'Hispaniola dans les Grandes Antilles des Caraïbes, le district de Restauración-La Miel présente un potentiel significatif pour découvrir des gisements épithermaux aurifères. Le défi particulier en exploration de ce champ épithermal est qu'il est largement recouvert par une séquence volcano-sédimentaire de couverture. De plus ce champ épithermal est situé en bordure d'un front de déformation entre les formations de Tiroo et de Trois-Rivières. À la suite d'une analyse structurale et stratigraphique sur le terrain du district de Restauración-La Miel, nous avons constaté qu'un front de déformation tardive associé à la faille de San José-Restauración, affecte les gîtes à l'échelle régionale et locale.

Nous avons entrepris une cartographie géologique du district à l'échelle 1 : 20 000. Ceci nous a permis de reconnaître deux domaines distincts séparés par la branche nord de la San José-Restauración : au nord, un domaine porphyrique à Cu-Au et au sud un domaine épithermal à or. À l'aide d'affleurements et de forages, les gîtes du domaine épithermal ont fait l'objet de cartographies détaillées, de descriptions et de caractérisations. Ces observations ont défini une zonalité des altérations et distingué deux phases de minéralisation aurifère. L'ensemble de ces observations démontre qu'il s'agit de gîtes de type épithermal neutre.

Une cartographie selon une approche de stratigraphie séquentielle a permis la corrélation des faciès volcaniques et volcano-sédimentaires et fourni un cadre chronostratigraphique dans lequel nous avons défini cinq horizons-repères. Ces horizons ont été cartographiés afin de les utiliser ultérieurement comme marqueurs de la chronologie de la déformation. Les corrélations stratigraphiques ont démontré qu'il existe des variations latérales de faciès lithologiques, compositionnels, de granulométrie et de puissance selon un axe nord-sud. Les rhyolites et les marnes ont



été spatialement associés aux zones minéralisées définissant un environnement de dépôt sous faible tranche d'eau alors que les mudstones et les siltstones correspondent à des dépôts distaux dans un bassin d'eau profonde.

La rhyolite du Naranjo datée à  $89.1 \pm 0.1$  Ma est pénécontemporaine de la déformation décrochant senestre à 88-74 Ma. Nous avons démontré que les épithermaux sont concentrés préférentiellement le long de fractures conjuguées (pré à syn-minéralisation), subverticales, orientées nord-est et nord-ouest. Étant donné le patron structural orthogonal, la distribution des gîtes en relation étroite avec la faille de San José-Restauración et la dominance des structures épithermales orientées nord-est, il est probable que les minéralisations épithermales aurifères soient mises en place lors du passage d'un régime tectonique convergence orthogonale à un régime oblique en transtention. Ce passage vers un régime tectonique favorisant la formation de bassins « pull-apart » post-minéralisation dans lesquels peuvent se déposer les puissants conglomérats andésitiques qui reposent sur la minéralisation aurifère. De plus, nous avons reconnu du volcanisme alcalin formant des dykes de trachyte qui recoupent la minéralisation. Les trachytes nouvellement reconnues dans cette étude ont une importance considérable puisqu'en plus de préciser l'âge relatif de la minéralisation, ce marqueur de la chronologie de la déformation souligne de plus un évènement tectonique en extension post-minéralisation. Les trachytes représentent donc un outil des plus précieux pour cibler les bassins « pull-apart » où les minéralisations épithermales sont confinées et cachées sous une épaisse couverture conglomératique.

Une cartographie des structures post-minéralisation a démontré des variations de styles tectoniques de part et d'autre de la branche est-ouest de la faille de San José-Restauración. Situé dans le toit de la faille, le domaine épithermal est caractérisé par des structures propres au niveau structural supérieur, alors que le domaine des flyschs, situé dans le mur de la faille, a été caractérisé par des structures typiques d'un

domaine structural plus profond. À noter que ces structures dépendent de la variation de compétence de la roche. Nous avons reconnu que ces deux niveaux structuraux sont séparés par un important mélange tectonique associé à du chevauchement avec une composante de décrochement senestre.

Ces constatations impliquent qu'à l'échelle régionale, le patron de faille, formé par la branche nord et la branche est-ouest de la San José-Restauración, contrôle la morphologie en sigmoïde et explique les discontinuités latérales du champ épithermal. Lors de la déformation tardive, le champ épithermal a été préservé de l'érosion par un réentrant de la Formation de Tireo et de Bois de Laurence marqué par la continuité stratigraphique séquentielle du nord au sud. Nous avons confirmé qu'à l'échelle plus locale, les déformations tardives affectent les gîtes situés le long de la faille de San José-Restauración et modifient leurs structures initiales par des failles de chevauchement à décrochements senestres et sont repris par le mélange tectonique.

Ces considérations permettent de raffiner les stratégies d'exploration à l'échelle locale et régionale. Notre approche combinée, structurale et stratigraphique, appliquée au champ épithermal sous couverture sédimentaire dans le nord d'Hispaniola peut générer plusieurs nouvelles cibles d'exploration. Nous considérons qu'une telle approche s'applique potentiellement à d'autres ceintures du Laramide à l'échelle mondiale.

## APPENDICE

Carte géologique au 1 : 20 000 du district de Restauración-La Miel (présentée en pochette)

## RÉFÉRENCES

- Amarante, A., J. Jimenez et J.F. Lewis. 1989. «Geology, hydrothermal alteration, and geochemistry of epithermal Au-Ag mineralisation in the Restauracion area, Dominican Republic». In *Transaction of the 11th Caribbean Geological Conference*, sous la dir. de L. Baker, St-Michael, Barbade: Energy and Natural Resources Division, p. 1-15.
- Amarante, J. F et J.M. Garcia. 1990. «Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranjo». *Gerencia Tecnica*. p. 1-134.
- Amarante, J.A. et J.F. Lewis. 1995. «Geological setting and characteristics of base and precious metal mineralization in the Cordillera Central of the western Dominican Republic and Massif du Nord, Haiti». *Geological Society of America*, Abstracts with Programs, 27, p. 240.
- Barrick Gold. 2011. En ligne  
<http://www.barrick.com/GlobalOperations/NorthAmerica/PuebloViejoProject/default.aspx> (Consulté le 20 septembre 2011)
- Boisson, D. 1987. « Étude Géologique Du Massif Du Nord D'Haïti (Hispaniola - Grandes Antilles). Thèse de doctorat, Paris, Université de Paris VI, 256 p.
- Bowin, C. O. 1966. «Geology of central Dominican Republic; a case history of part of an island arc, Caribbean geological investigations». *Memoir - Geological Society of America*, no 98, p. 11-84.
- Contreras, F. 2004. «Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 5973-IV (Jicomé) y memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana». Programa SYSMIN. Santo Domingo, Dirección General de Minería.
- Corbett, G.J. et T.M. Leach. 1998. «Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, alteration, and mineralization» *Society of Economic Geologists*, Special Publication, vol. 6, 237 p.
- Davis, D.W. 1982. «Optimum linear regression and errors estimation applied to U-Pb data». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 19, p. 2124-2149.
- Dolan, J., P. Mann, R. De Zoeten, C. Heubeck, J. Shiroma et S. Monechi. 1991. «Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene



sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico». *Geological Society of America*, Special paper, vol. 262, p. 217-263.

Donnelly, T.W., D. Beets, M.J. Carr, T. Jackson, G. Klaver, J.F. Lewis, R. Maury, H. Schellenkens, A.L. Smith, G. Wadge et D. Westercamp. 1990. «History and tectonic setting of Caribbean magmatism». En: Dengo, G., Case, J. (ed.), *The Caribbean Region*. vol. H. *The Geology of North America*. Geological Society of America, p. 339-374.

Emery, D. et K. Meyers. 1996. *Sequence stratigraphy*, London: Oxford Blackwell Science, 297 p.

Escuder Viruete, J., F. Contreras, G. Stein, P. Urien, M. Joubert, T.D. Ullrich, J. Mortensen et A. Pérez-Estaún. 2006. «Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic». *Journal of Structural Geology*, vol. 28, p. 1496-1519.

Escuder Viruete, J., F. Contreras, G. Stein, P. Urien, M. Joubert, A. Pérez-Estaún, T. Friedman et T.D. Ullrich. 2007. «Magmatic relationships and ages between adakites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hispaniola: Record of a major change in the Caribbean island arc magma sources». *Lithos*, vol. 99, p. 151-177.

Escuder Viruete, J., M. Joubert, P. Urien, R. Friedman, D. Weis, T. Ullrich, A. Pérez-Estaún. 2008. «Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: Geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola». *Lithos*, vol. 104, p. 378-404.

Festa, A., G.A. Pini, Y. Dilek et G. Codegone. 2010. «Mélanges and mélange-forming processes: A historical overview and new concepts». *International Geology Review*, vol. 52, no. 10-12, p. 1040-1105.

Hannington, M.D. 1993. «Shallow submarine hydrothermal systems in modern island arc settings». *The Gangue*, no. 43, p. 6-8.

Hannington, M.D., K.H. Poulsen, J.F.H. Thompson, et R.H. Sillitoe. 1999. «Volcanogenic gold in the massive sulfide environment». *Reviews in Economic Geology*, vol. 8, p. 325-356.

- Hernaiz Huerta, P.P. et A. Pérez-Estaún. 2002. «Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana». *Acta Geológica Hispánica*, vol. 37, p. 183-205.
- Jiminez, G. et J.F. Lewis. 1987. «Petrologia del area de Restauracion, Republica Dominicana». In *Transactions of the 10th Caribbean Geological Conference* (Cartagena, Colombia, 14 -20 août 1983), sous la dir. de Herman Duque-Caro, vol. 10, p. 445-453.
- Jolly, W.T., E.G. Lidiak, A.K. Dickin et T.W. Wu. 1998. «Geochemical diversity of Mesozoic island arc tectonic blocks in eastern Puerto Rico». In *Tectonics and geochemistry of the northeastern Caribbean*, sous la dir. de E.G. Lidiak et D.K. Larue, Geological Society of America Special Paper, vol. 322, p. 67-98.
- Jolly, W.T., E.G. Lidiak, A.K. Dickin et T.W. WU. 2001. « Secular geochemistry of Central Puerto Rican island arc lavas: constraints on mesozoic tectonism in the eastern Greater Antilles». *Journal of Petrology*, vol. 42, p. 2197-2214.
- Jolly, W.T et E.G. Lidiak. 2006. «Role of crustal melting in petrogenesis of the Cretaceous Water Island Fm (Virgin Islands northeast Antilles island arc)». *Geologica Acta*, vol. 4, p. 7-33.
- Joubert, M., P. Urien, T. Mundaray et L. Fondeur. 1998. «Proyecto depositos auríferos de Restauración, Republica Dominicana». *Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV*, p. 1-96.
- Kesler, S.E., N. Russell, M. Seaward, J. Rivera, K. McCurdy, G.L. Cumming et J.F. Sutter. 1981. «Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic». *Economic Geology*, vol. 76, p. 1096-1117.
- Krogh, T.E. 1973. «A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, p. 485-494.
- Krogh, T.E. 1982. «Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, p. 637-649.
- Lavoie, D. 1994. «Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: Comparison between the Quebec Reentrant and St.

- Lawrence Promontory». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, p. 1309-1319.
- Lebrón, M.C. et M.R. Perfit. 1994. «Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic». *Tectonophysics*, vol. 229, p. 69-100.
- Lewis, J.F., G. Draper et H. Dominguez. 1982. «Preliminary report on the geology of the Restauración área: Santo Domingo». Dirección General de Minería, unpublished report and map, 8 p.
- Lewis, J.F., A. Amarante, G. Boise, G. Jimenez et H.D. Dominguez. 1991. «Lithology and stratigraphy of Upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiro Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti». In *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola, Special Paper, Geological Society of America*, vol. 262, p. 143-163.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G., Draper, G., 2002. «Subdivisión Geoquímica del Arco Isla CircumCaribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico». *Acta Geológica Hispánica*, vol. 37, p. 81-122.
- Louca, K. 1990. «Geological setting and base and precious metal deposits of northern Haiti». In *Transactions of the 12th Caribbean geological conference. Conferencia Geologica del Caribe*, (Christianstead, St. Croix, 7-11 August 1989), sous la dir. de D. K. Larue et G. Draper vol. 12, p. 200-216.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication no.4.
- Mattauer, M. 1980. *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*, 2e éd. Paris: Editions Hermann, 93 p.
- Mann, P., G. Draper et J.F. Lewis. 1991. «An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola». *Geological Society of America, Special Paper*, vol. 262, p. 1-28.
- Mann, P. 1999. «Caribbean sedimentary basins: classification and tectonic setting from Jurassic to present». In: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4, p. 3-31.

- McPhee, J., M. Doyle et R.L. Allen. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Sandy Bay (Australia): University of Tasmania. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 196 p.
- Mueller, A.G., G.C. Hall, A.A. Nemchin et D. O'Brien. 2008. «Chronology of the Pueblo Viejo epithermal gold-silver deposit, Dominican Republic: formation in an Early Cretaceous intraoceanic island arc and burial under ophiolite». *Mineralium Deposita*, vol. 43, p. 873-890.
- Nelson, C.E. 2000. «Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo District, Dominican Republic». *Mineralium Deposita*, vol. 35, p. 511-525.
- Sillitoe, R.H. et J.F.H. Thompson. 2006. «Changes in Mineral Exploration Practice: Consequences for Discovery». *Society of Economic Geologists Special Publication*, vol. 12, p. 193-219.
- Nelson, C.E., J.A. Proenza, J.F. Lewis et J. López-Kramer. 2011. «The metallogenic evolution of the Greater Antilles». *Geologica Acta*, vol. 9, no 3-4, p. 229 - 264
- Sherlock, R.L., T. Roth, E.T.C. Spooner et C.J. Bray. 1999. «Origin of the Eskay Creek precious metal-rich volcanogenic massive sulfide deposit; fluid inclusion and stable isotope evidence». *Economic Geology*, vol. 94, p. 803-824.
- Sillitoe, R.H. 1993. «Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features». In Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., eds., *Geological Association of Canada*, Special Paper, vol. 40, p. 403-417.
- Sillitoe, R.H., M.D. Hannington et J.F.H., Thompson. 1996. «High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment». *Economic Geology*, vol. 91, p. 204-212.
- Sillitoe, R.H., D.J. Hall, S.D. Redwood et A. Waddell. 2006. «Pueblo Viejo high sulfidation epithermal gold-silver deposit, Dominican Republic: a new model of formation beneath barren limestone cover». *Economic Geology*, vol. 101, p. 1427-1435.
- Stein, G., L.L. Ardévol, C.H. Bourdillon, M. Bonnemaïson, J. Escuder Viruete, E. Le Goff, J. Escuer, E. Lopera, C. Antón Pacheco, J.L. García Lobón, J.K. Mortensen, T. Ullrich et R. Friedman. 2004. «Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I)». Dirección General de Minería, Santo Domingo: 168 p.



- Sylvester, A.G. 1988. «Strike-slip faults». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 100, p. 1666-1703.
- Urien, P., M. Joubert, L.L. Ardévol, C.H. Bourdillon, M. Bonnemaïson, J. Escuder Viruete, C. Lerouge, J. Escuer, E. Lopera, C. Antón Pacheco, J.L. García Lobón, J.K. Mortensen, T. Ullrich et R. Friedman. 2004. «Mapa Geológico de la Republica Dominicana a E.1:50.000, Dajabón (5874-I)». Dirección General de Minería, Santo Domingo: 231 p.
- Wakabayashi, J. et Y. Dilek. 2011. «Mélanges: Processes of Formation and Societal Significance». *Geological Society of America*, Special Papers, p. 279.
- Witschard, M. et J.F. Dolan. 1990. «Constrasting structural styles in siliclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; The Peralta accretionary prism». *Geological society of America Bulletin*, v. 102, p. 792-806.